

**Die Lagerstätten
der Grube Roncogno bei Trient
und ihr geologischer Rahmen**

Wolf Münch

DIE LAGERSTÄTTE DER GRUBE RONCOGNO BEI
TRIENT UND IHR GEOLOGISCHER RAHMEN

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Ludwig-Maximilians-Universität

München



vorgelegt

von

Wolf MÜNCH

aus

Gelsenkirchen-Buer

Mai 1958

1. Berichterstatter: Prof. Dr. A. Maucher
2. Berichterstatter : Prof. Dr. R. Dehm

Tag der mündlichen Prüfung: **16. Juli 1958**

DIE LAGERSTÄTTE DER GRUBE RONCOGNO BEI
TRIENT UND IHR GEOLOGISCHER RAHMEN

Inhaltsübersicht

	Seite
VORWORT	1
Art und Aufgabe der Untersuchungen (Problemstellung)	1

Erster Teil

DER GEOLOGISCHE BAU DES GEBIETES SÜDÖSTLICH
VON TRIENT

VORBEMERKUNGEN	3
1. Topographischer Überblick und Begrenzung des Kartierungsgebiets	3
2. Zur Unterteilung des oberpermisch-untertriassischen Schichtkomplexes in Fazieszonen	4
A. STRATIGRAPHIE	5
I. DER KRISTALLINE SOCKEL	5
1. Quarzphyllit	5
2. Diabas	6
II. PERM	7
1. Vulkanische Serien (A_1)	7
a) Kristalltuff	7
b) Agglomeratischer Tuff	8
c) Schlotbildungen	8
d) Zur Entstehung der Tuffe	9
2. Grödener Sandstein	9
a) Der Untere Grödener Sandstein (A_2)	10
α) Lagerung von Grödener Sandstein über Quarzporphyr	10
β) Lagerung von Grödener Sandstein über Tuff	11
γ) Lagerung von Grödener Sandstein über Phyllit	14

	Seite
b) Der Obere Grödener Sandstein (A_3)	15
3. Bellerophonschichten (B_1 - D_1)	16
a) Die Unteren Bellerophonschichten	16
B_1 "Grüne Übergangsserie"	17
B_2 "Dunkle Schieferserie"	17
B_3 "Bunte Liegendschiefer"	17
b) Die Oberen Bellerophonschichten	18
C_1 "Dunkler Liegenddolomit"	18
C_2 "Erzdolomit"	18
C_3 "Hangenddolomit"	20
D_1 "Hangendschiefer"	21
III. TRIAS	22
1. Skyth (Werfener Schichten) (D_1 - E_2)	22
a) Überblick	22
b) Beschreibung der Schichtglieder	23
D_2 "Seiser Schichten"	23
E_1 "Gastropodenoolith"	23
E_2 "Campiller Schichten"	25
c) Der Gipsgehalt der Campiller Schichten	28
2. Skythisch-anisische Übergangsbildungen	30
3. Der anisisch-ladinisch-norische Dolomitkomplex	33
a) Mendeldolomit	33
b) Schlerndolomit (Ladin)	33
c) Hauptdolomit (Nor)	34
IV. JURA UND KREIDE	35
1. Triadisch-jurassische Grenzbildung	35
2. Unterer Jura (Lias)	35
3. Oberer Jura (Malm)	36
4. Oberkreide (Scaglia)	36
V. TERTIÄR	36
Basaltischer Tuff und Basalt des Eozän	36

	Seite
VI. DILUVIUM UND ALLUVIUM	37
1. Ältere Moräne	37
2. Interglaziale und glaziale Ablagerungen	37
3. Jüngere Moräne	38
4. Terrassenschotter	39
5. Postglazialer Hangschutt und Schuttfächer	39
B. TEKTONIK	39
I. TEKTONISCHER KRÄFTEPLAN DER UMGEBUNG DES KARTIERUNGSGEBIETS	39
II. TEKTONISCHE STRUKTUR DES KARTIERUNGSGEBIETS	41
1. Beschreibung der tektonischen Strukturelemente	41
a) Die Chegul-Scholle	42
b) Die Ostscholle	43
c) Die Westscholle	44
d) Die Störungszone von Pso. Roncogno	44
e) Die Celva-Scholle	45
2. Deutung der tektonischen Strukturelemente	47

Zweiter Teil

DIE LAGERSTÄTTE RONCOGNO

A. HISTORISCHER ÜBERBLICK ÜBER DEN BERGBAU	50
I. DER MITTELALTERLICHE BERGBAU IM RAUM VON TRIENT	50
II. NEUERE AUFSCHLUSSARBEITEN IN DER LAGERSTÄTTE RONCOGNO	51
1. Bergmännische Arbeiten zwischen 1911 und 1927	51
2. Wiederaufnahme der bergmännischen Arbeiten ab 1955	53
3. Moderne Hilfsmittel zur Beurteilung der Vererzung	54
B. INHALT UND AUSBILDUNG DER LAGERSTÄTTE	55
Überblick	55
I. DIE LAGERSTÄTTE ALS GEOLOGISCHER KÖRPER	56
Topographische Unterteilung des Grubengebäudes	56

	Seite
1. Feinstratigraphische Position der Vererzung	57
a) Das NW-Feld	57
b) Das SE-Feld	65
c) Die obere Sohle	67
2. Tektonik im engeren Lagerstättenbereich (Statistische Erfassung der Kleintektonik)	69
II. DER MINERALBESTAND DER VERERZUNG UND SEINE SEKUNDÄRE VERSCHIEBUNG	71
III. SPURENELEMENTE	77
C. ZUR GENESE DER LAGERSTÄTTE	78
I. DIE GEOLOGISCHE ENTWICKLUNG DES BILDUNGSRAUMES (Sedimentationsbedingungen und Palaeogeographie vom Grödener Sandstein bis zu den Werfener Schichten)	78
II. GENETISCHE DEUTUNG DER LAGERSTÄTTE	86
<u>ZUSAMMENFASSUNG</u>	89
<u>ANGEFÜHRTE LITERATUR</u>	

VORWORT

Art und Aufgabe der Untersuchungen

(Problemstellung)

Die italienisch-deutsche Grubengesellschaft MONTECELVA Soc. Min. p. A. Trento führte seit 1954 bei Trient in Oberitalien östlich der Etsch bergbauliche Aufschlußarbeiten in einem alten Lagerstättenrevier durch.

Das Institut für allgemeine und angewandte Geologie der Universität München unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. -Ing. A. MAUCHER war hierbei geologisch beratend tätig.

Da die vorhandenen älteren, kleinmaßstäblichen geologischen Karten und das Schrifttum über die geologischen und lagerstättenkundlichen Gegebenheiten des Schurfgebietes sich für den Bergbau als unzureichend erwiesen, ergaben sich für das Institut folgende Aufgaben:

1. Kartierung der Freischürfe im Maßstab 1 : 10 000,
2. Klärung der Vererzung der Lagerstätte und Auswertung der laufenden bergmännischen Neuaufschlüsse.

Hiermit übereinstimmend besteht die vorliegende Dissertation einmal aus der Kartierung des Freischurfs "Roncogno" südlich der Fersina; zum anderen aus der lagerstättenkundlichen Bearbeitung der zum Freischurf gehörigen, neuaufgeschlossenen Grube Roncogno, die den einzigen Teufenaufschluß des ganzen Gebietes in einem bisher unverritzten Lagerstättenteil darstellt.

In der Literatur wurde bis dahin die Vererzung bei Trient unter dem Namen "Lagerstätte Monte Calisio" zusammengefaßt (THORNQUIST 1931, SCHNEIDER-HÖHN 1941), einerseits als tertiäre, apomagmatische, meso- bis epithermale Blei-Zinkerzkörper vom Typus Bleiberg/Kreuth eingestuft (z. B. SCHNEIDER-HÖHN 1955). Andererseits wurden die Lagerstätten in den Bellerophonschichten von TRENER (1908) und CANAVAL (1916) als syngenetische Bildungen, deren Stoffzufuhr durch submarine Exhalationen zur Permzeit erfolgt sein soll, gedeutet. SCHNEIDER (1955) und MAUCHER (1956) wiesen jedoch auf Grund der neueren Untersuchungen darauf hin, daß es sich hier grundsätzlich um zwei verschiedene Lagerstättentypen handele, nämlich um

1. echte Erzgänge in der Porphyryplatte,
2. schichtgebundene Imprägnationsvererzungen in den karbonatischen Bellerophonschichten.

Da die Vererzung der Lagerstätte Roncogno ebenfalls schichtgebunden in den Bellerophonschichten auftritt, sollte mit vorliegender Arbeit ein weiterer Beitrag zur Klärung der faziellen Voraussetzungen für eine Buntmetallkonzentration in den betreffenden Sedimentkomplexen gegeben werden.

Es wurde notwendig, den oberpermisch-untertriassischen Schichtkomplex eingehend zu untersuchen.

Der Verfasser bearbeitete 1954 gemeinsam mit H.J. SCHNEIDER auch den 12 km nördlich von Trient im gleichen Schichtkomplex gelegenen Bergbau "Faedo". So war es möglich, durch Faziesvergleiche innerhalb dieses oberpermisch-triassischen Schichtpaketes die faziellen Besonderheiten einer "Trient-Übergangszone" zwischen den bekannten, klassischen Faziesverhältnissen im Nordosten (Dolomitengebiet) und im Westen (Judikarischer Raum) herauszustellen und die Lücke zwischen beiden Gebieten zu schließen. Deshalb wurde auch bei den Erläuterungen zur Kartierung das Schwergewicht vorliegender Arbeit auf die Beschreibung des oberpermisch-untertriassischen Schichtkomplexes gelegt.

Für seine Anteilnahme, Hilfsbereitschaft und ständige Förderung möchte ich vor allem meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr.-Ing. A. MAUCHER, danken. Für wertvolle Unterstützung und sachliche Ratschläge danke ich Herrn Priv.-Doz. Dr. H.J. SCHNEIDER, für die kameradschaftliche Zusammenarbeit und wertvollen Hinweise meinen Kollegen H. LÜHR, H. PICHLER und H.H. SCHULTZ-WESTRUM. Auch Herrn Dipl.-Ing. L. SCHMIDT, dem Direktor der "MONTE-CELVA", bin ich für seine stets wohlwollende Unterstützung zu Dank verpflichtet.

ERSTER TEIL

DER GEOLOGISCHE BAU DES GEBIETES SÜDÖSTLICH VON TRIENT

VORBEMERKUNGEN

Das kartierte Gebiet wurde zum ersten Mal von VACEC (1897) in einer "Geologischen Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie, Blatt Trient" im Maßstab 1 : 75 000 geologisch dargestellt. TRENER (1953) kartierte es teilweise neu, unter Berücksichtigung der wesentlichsten tektonischen Strukturelemente im Maßstab 1 : 100 000, die geologischen Grenzen hier zur Erzielung eines besseren Überblickes weitgehend generalisiert angehend.

So ergaben sich bei der neuerlichen Kartierung im Maßstab 1 : 10 000 erhebliche Grenzverschiebungen, wodurch auch die tektonischen Angaben TRENERs (1933) weitgehend revidiert werden mußten.

1. Topographischer Überblick und Begrenzung des Kartierungsgebietes

Als topographische Unterlage für die geologische Aufnahme diente die "Carta d'Italia" des italienischen militärgeographischen Instituts im Maßstab 1 : 25 000, Blatt 21, Teilblätter Trento III S.E. und Levico II S.O.

Für das Kartierungsgebiet bilden das Fersina- und das Etsch-Tal nach Norden und Westen den Abschluß. Im Süden bildet die Gitterlinie 51.00 die Grenze. Sie verläuft etwa von der Ortschaft Pianezza (547 m ü. NN) am Caldonazzo-See im E über den Marzola-Kamm (ca 1700 m) nach W ins Etschtal zur Festung San Rocco (471 m). Die E-Grenze der Kartierung verläuft entlang des E-Fußes des Marzola-massivs gegen die Talsenke Pergine-Caldonazzo-See.

Der kartierte Bereich umfaßt den nördlichen Teil des Marzola-Massivs (1735 m), das durch den N-S ziehenden Kamm des Chegul (1442 m) und nördlich davon durch den E-W ziehenden Rücken des Monte Celva (999 m) gebildet wird. Der Caldonazzo-See im E liegt 450 m, das Etschtal im W 200 m über NN.

Die Grube Roncogno befindet sich im Nordhang des Monte Celva.

Den nördlichen Anschluß des Kartierungsgebietes bildet die eigentliche Calisio-Hochfläche mit den Arbeitsgebieten von LÜHR (1958), PICHLER (1957) und SCHULTZE-WESTRUM (1958).

2. Zur Unterteilung des oberpermisch-untertriassischen Schichtkomplexes in Fazieszonen

Da eine genaue stratigraphische Gliederung des bergmännisch interessierenden Sedimentationskomplexes wegen der bekannten Fossilarmut (KLEBELSBERG 1935; DE SITTER 1949) nicht möglich war, führte SCHNEIDER (1954) zunächst in der Grube Faedo eine Gliederung auf Grund fazieller Merkmale ein. Diese Gliederung wurde als Hilfsmittel für den Bergmann aufgestellt, deckt sich jedoch weitgehend mit der durch spätere Fossilfunde (PICHLER 1957) gestützten Stratigraphie.

Diese Einteilung in "Fazieszonen" bei Faedo ließ sich auch auf den Bereich der 15 km südlicher gelegenen Grube Roncogno übertragen und wurde deshalb von mir für diesen Raum übernommen.

In der sedimentären Abfolge vom Grödener Sandstein bis zum Ladin bildet sich im Gebiet von Trient der Übergang von der terrestrischen Fazies über die Seichtwasserfazies, die salinare Fazies, in die rein marine Fazies der mesozoischen Tethys in allen Phasen ab.

Die Faziesausbildung weicht hier von der des nordöstlich benachbarten Dolomitengebietes und der des westlich anschließenden judikarischen Bereich stark ab. Eine feinstratigraphische Untersuchung der Faziesentwicklung im Trienter Übergangsbereich schließt also für diesen Raum die Lücke unserer Kenntnisse von den wechselnden Sedimentationsbedingungen zur Perm-Trias-Zeitwende.

Im lagerstättenkundlichen Teil der Arbeit wird bei der Diskussion über die Genese und über die geologische Entwicklung des Bildungsraumes der Lagerstätte ausführlich auf die Faziesverhältnisse Bezug genommen und diese, unter Vergleichen mit jenen der benachbarten Gebiete, in das bestehende palaeogeographische Gesamtbild eingefügt.

Vom Liegenden zum Hangenden besteht folgende Unterteilung in "Faziesbereiche":

Perm

- | | | |
|----------------|---|---------------------------------|
| A ₁ | = Permische Tuffe (bzw. Quarzporphyr im Norden) | |
| A ₂ | = Porphyr-"zersatz" bzw. dazu
äquivalente Aufarbeitung von
A ₁ ("Übergangszone") | = Unterer Grödener
Sandstein |
| A ₃ | = Sandige und untergeordnet
dolomitische Schichtenfolge | = Oberer Grödener
Sandstein |

B_1-B_3	= Bituminöse Kalk-, Dolomit- und Schiefertonauffolge	= Untere Bellerophon-schichten
C_1-C_3	= Unterschiedlich vererzte und zersetzte Dolomite und Kalke	= Erzhöfliche, mittlere Bellerophon-Schichten
D_1	= Abfolge von bunten Tonen und von Dolomiten im Hangenden der erzhöflichen Schichten	= Obere Bellerophon-schichten

Trias

D_2	= Abfolge von vorwiegend Mergel-dolomiten und bunten Schiefer-tonen	= Seiser Schichten (Untere Werfener Schichten)
E_1-E_2	= Gastropodenoolith, überlagernde Schiefertone und Dolomite	= Campiller Schichten (Obere Werfener Schichten)

A. STRATIGRAPHIE

I. DER KRISTALLINE SOCKEL

Der kristalline Sockel besteht im Gebiet südlich der Fersina aus Quarzphyllit, in den lokal kleine Diabaskörper eingelagert sind. Dieser Phyllitsockel wird hier diskordant von den oberpermisch-mesozoischen Sedimentkomplexen überlagert.

Nördlich der Fersina sind zwischen dem kristallinen Sockel und den Permotrias-Sedimenten noch die Erguß-Decken der Bozener Porphyrserien mit größerer Mächtigkeit eingeschaltet. Die Obergrenze des Quarzphyllitsockels wird hier durch eine wechselnd mächtige Serie klastisch-konglomeratischer Bildungen gekennzeichnet, die PICHLER (1957) als "permokarbone Basalbildungen" beschreibt. Diese Breccien und Konglomerate, deren früher gebräuchlicher Name "Verucano" sich als wenig zutreffend erwies, konnten in meinem Gebiete nicht beobachtet werden.

1. Quarzphyllit

Der Quarzphyllit tritt im Gebiet südlich der Fersina als liegendste stratigraphische Einheit auf.

Makroskopisch gesehen handelt es sich um einen starkgefalteten, grünlich-braunen Schiefer mit Serizithäutchen auf den s-Flächen. Örtlich sind zahlreiche milchweiße Quarzlinsen in s eingelagert.

Im Dünnschliff erkennt man ein Grundgewebe von feinschuppigem Serizit und Quarz in flaseriger Verteilung. Es treten Porphyroblasten von Albit auf. Gegenüber dem quantitativ vorherrschenden Chlorit tritt der Biotit fast ganz zurück. Serizit verdrängt älteren Tieftemperaturquarz.

Nach SANDER (1929) ist der Quarzphyllit als Phylonit ("Phyllitmylonit") ein Endprodukt einer nachkristallinen Durchbewegung von höher kristallinen Glimmerschiefern. Damit hat auch in unserem Raum der Quarzphyllitkomplex bereits in seinem heutigen Habitus fertig vorgelegen, als, nach einer Zwischenphase intensiver Abtragung, die oberpermisch-mesozoischen Sedimente abgelagert wurden.

2. Diabas

Im Quarzphyllit stecken unregelmäßig begrenzte Diabaskörper; sie sind im Quarzphyllit östlich des Chegul-Massivs häufig. Es konnten drei Vorkommen bei S. Vito und sechs Vorkommen 300 bis 600 m westlich Costasavina festgestellt werden.

Makroskopisch gesehen handelt es sich um ein dunkelgrünes, dichtes Gestein, das olivbraun anwittert.

Unter dem Mikroskop erkennt man das typische Intersertalgefüge der Diabase. Zwischen den leistenförmigen Plagioklasen liegt mikrokristalline Grundmasse von Diopsid, Feldspat und Brauneisen.

An Mineralien kommen mit abnehmender Häufigkeit vor: Plagioklas, Muskowit, Chlorit, Zoisit, Biotit, Epidot, Diopsid, Quarz, Titanit.

In verwittertem Gestein kommen dazu noch Calcit und Vermiculit in mikrokristallinen Aggregaten.

Bei stark chlorithaltigen Varietäten ist der Biotit kaum vorhanden.

Der Diopsidgehalt wechselt, ist aber stets gering.

Man beobachtet zuweilen die Umwandlung der Feldspäte in Zeolit.

Wir haben hier wohl eine Saussuritisierung vor uns, was eines der wichtigsten Kennzeichen für einen Diabas ist. Da Diabas eine hohe chemische und mineralogische Variationsbreite hat, fügt sich der Mineralbestand zwanglos in das Bild eines nicht sehr basischen Diabases ein.

Die Dünnschliffe aus den verschiedenen Diabasvorkommen zeigen im Grunde denselben Mineralbestand, es schwankt nur der Grad der Chloritisierung des Biotits. Diese Diabasgänge scheinen allgemein charakteristisch für den Gesteinsbestand des Quarzphyllitsockels zu sein. Sie werden auch von TRENER (1933,

s. Karte) als "grüne Porphyritgänge" (Filoni di Porfiriti verdi) im nordöstlich anschließenden Phyllit-Gneisgebiet angeführt. Angeblich sollen sie dort sogar noch bis in die untern Porphyridecken hinaufreichen.

II. PERM

1. Vulkanische Serien (A₁)

Auf dem Quarzphyllit liegen mit scharfer Diskordanz ausgedehnte Lagen permischer Tuffe verschiedenartiger Beschaffenheit. Diese Tuffe bilden das stratigraphische Äquivalent zum nördlich der Fersina auftretenden Quarzporphyr, der hier, im unmittelbar südlich anschließenden Gebiet durchwegs fehlt.

Dies könnte auf ein ungewöhnlich rasches Auskeilen der Ergußdecken nach Süden schließen lassen.

Wir können in unserem Bereich im wesentlichen zwei Arten von Tuffen unterscheiden: den Kristalltuff und den agglomeratischen Tuff. Beide Tuffe liegen direkt auf dem Quarzphyllit auf und werden vom Grödener Sandstein überlagert. Sie überlappen sich nirgendwo, vielmehr besteht zwischen ihnen ein Bereich, in dem der Grödener Sandstein direkt auf dem Phyllit aufliegt. Das ist z. B. der Fall am Pso. di Roncogno und ganz im SE des Kartierungsgebietes, westlich des Caldazzo-Sees, wie schon TRENER (1934) erwähnte.

a) Kristalltuff

Das Gestein kommt nur auf verhältnismäßig engem Raum vor: Aufschlüsse sind vorhanden am Osthang des Chegul, 1.25 km WNW von Susa (Val Grande-Schlucht).

Der Kristalltuff besteht in unserem Gebiet aus einer 20 bis 100 m mächtigen Lage eines massigen, feinkörnigen, hellroten bis lachsfarbenen Gesteines mit poriger Grundmasse, in dem mm-große Einsprenglinge von wasserklarem Quarz und meist kaolinisiertem Feldspat schwimmen.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine nur teilweise entglaste, lockere bis blasige Grundmasse, in der stark korrodierte, teilweise zerbrochene Hochtemperaturquarze eingebaut sind. Außerdem sieht man nadelförmige Feldspatmikrolithen (hyalopilitische Struktur).

Größere Orthoklasindividuen sind meist vollständig kaolinisiert. Eine geopetale Einregelung der Einsprenglinge konnte nicht beobachtet werden. Biotite kommen vor, sie sind meist chloritisiert.

Der lavaartige Charakter könnte auch darauf hindeuten, daß es sich hier um die Randfazies einer Quarzporphyr-Ergußdecke handelt.

b) Agglomeratischer Tuff

Das Gestein ist südlich von Trient, bei Panté, Salé und bei Roncogno an zahlreichen Stellen gut aufgeschlossen. Besonders instruktive Aufschlüsse befinden sich im Stadtpark von Trient, im SE der Stadt und am Fersinaufer NE des Dorfes Roncogno.

Der agglomeratische Tuff unterscheidet sich schon makroskopisch durch seine Schichtung und seine groben, polygenen Komponenten vom Kristalltuff. Er besteht meist aus einer bis zu 200 m mächtigen Serie mehr oder weniger konglomeratischer Lagen, wobei die einzelnen Schichtglieder 20 und 30 m mächtig werden. Zwischen ihnen können dm-dicke, sandige Zwischenlagen eingeschaltet sein.

Die feinkörnige, psammitische Grundmasse ist grau-violett bis helloliv-grün; dagegen heben sich die meist hellroten, psephitischen, gerundeten Quarzporphyrbrocken kontrastreich ab.

Unter dem Mikroskop erkennt man, daß die mikro- bis grobkristalline Grundmasse meist aus scharfkantigen, zerbrochenen Quarzen, korrodierten und zerbrochenen Feldspäten und Biotitblättchen besteht. Die Intergranulare füllt Feldspat, Chlorit und pelitische Substanz aus.

Stellenweise (z. B. am Fersina-Ufer bei Roncogno) machen die 1 bis 2 mm großen Biotitblättchen den Hauptanteil des Mineralaggregats aus.

Die vereinzelt eingeschalteten feinkörnigen Lagen sind makro- und mikroskopisch dem unmittelbar überlagernden Gröden Sandstein sehr ähnlich.

Kantengerundete Quarzkörner von einheitlicher Korngröße um 0.1 mm sind hier mit ihrer Längsachse in s eingeregelt. Zahlreiche Muskowitblättchen, seltener Biotit, klemmen teilweise verbogen zwischen den Quarzkörnern. Sie sind ebenfalls in s eingeregelt. 1 mm bis 2 cm große, feinkörnige Tuffbröckchen von der gleichen Zusammensetzung, wie sie die unterlagernden und überlagernden Tuffe zeigen, sind häufig mit ihrer Längsachse in diese sandigen Zwischenbänke eingelagert. Die grobklastischen Komponenten haben Haselnuß- bis Faustgröße, die gutgerundeten Brocken bestehen meist aus Quarzporphyr verschiedener Varietäten, selten aus Porphyrit, Melaphyr, Hornstein und Amphibolitschiefer.

c) Schlotbildungen

Innerhalb der agglomeratischen Tuffe tritt oberhalb Panté, 4 km östlich von Trient, ein schlotförmig begrenztes Vorkommen von Tuffbreccie mit einem

maximalen Durchmesser von 12 m auf, welches eindeutig mit den permischen Eruptionen in Verbindung gesetzt werden kann, da sie sich seitlich verzahnen. Es handelt sich um eine breckziöse Schlotfüllung, die ringsum von feinkörnigem Tuff umgeben ist.

Der Schlot ist stark durchadert von feinen Kalkspat- und Brauneisengängen. Die Grundmasse besteht aus feinkörnigem, pyritreichem, grünlichem Tuff. Die grobklastischen Komponenten sind mm- bis 5 cm groß; sie bestehen aus gutgerundeten Tuffbrocken verschiedener Varietäten und scharfkantigen Brocken eines hornblendereichen, kristallinen Schiefers.

Durch die Verwitterung wurde der Pyrit des Gesteins teilweise in Brauneisen umgewandelt. Partien des Schlotes, die den Atmosphärien ausgesetzt waren, zeigen deshalb eine braunefärbte Tuff-Grundmasse.

d) Zur Entstehung der Tuffe

Auf die Entstehung der Tuffe kann nach ihrer Ausbildung geschlossen werden. Während der Kristalltuff wohl rein pyrogenetisch als vulkanische Asche entstanden sein dürfte, ist der agglomeratische Tuff möglicherweise in Wasser abgelagert oder von Wasser umgelagert worden. Die lagenweise Anordnung der pyroklastischen, gerundeten Komponenten im Tuff weisen auf intermittierende Eruptionstätigkeit hin. Die einzelnen Eruptionsphasen stehen sicher im Zusammenhang mit den Ergüssen der nördlich, jenseits der Fersina anschließenden Quarzporphyrdecken. Es ist bemerkenswert, daß der in jenem Gebiet (nach PICHLER, 1957) mehrere 1000 m mächtigen Serie von Basalbildungen, basischen basalen Tuffserien mit Einlagerungen von Melaphyr und Porphyrit-Decken, Quarzporphyr mit Tuffeinschaltungen in unserem Gebiet nur maximal 200 m mächtige Tuffvorkommen gegenüberstehen.

Durch Vergleichsbegehungen und freundliche mündliche Mitteilungen von PICHLER (s. auch PICHLER 1957) stellte sich heraus, daß unser Kristalltuff und der agglomeratische Tuff sich dort nur innerhalb der (sauren) Lagorai-Quarzporphyrdecke finden. Für die dortige 400 m mächtige, basische "Basale Tuffserie" hätten wir infolgedessen in unserem Gebiet kein Äquivalent.

2. Grödener Sandstein

Die stratigraphische Abgrenzung des Grödener Sandsteins wird von den einzelnen Autoren nicht einheitlich vorgenommen (s. weiter unten). Wie PICHLER (1957) jedoch nach den faunistischen Hinweisen von VACEC (1882, S. 43; 1894, S. 432) und GÜMBEL (1877, S. 23) betont hat, gehört der Grödener Sandstein dem oberen Rotliegenden bis unteren Zechstein an.

Er entspricht dem oberen Teil der "Grödner Schichten" in Kärnten (HERITSCH 1940), wird bei uns aber übereinkunftsgemäß (LEPSIUS 1878, RICHTHOFEN 1860, TELLER 1880, v. WOLFF 1909) nur nach rein petrographischen und faziellen Gesichtspunkten eingeordnet.

Demnach wäre der Grödener Sandstein in unserem Raum als diejenige klastisch-terrestrische Sedimentation innerhalb der "Grödner Schichten" anzusprechen, welche auf die vulkanischen Serien folgt, und die nach oben in immer tonigere und karbonatischere Schichten übergeht.

Da in meinem Gebiet Mächtigkeit, petrographisches Inventar und Unterlage dieses Sediments auf wenige 100 m Horizontalentfernung rasch wechseln können, engte ich diese Definition weiter ein und zog für das Gebiet um Trient für den Grödener Sandstein die obere und untere Begrenzung nach zwei konstanten faziellen Gesichtspunkten. Demnach ist der Grödener Sandstein in unserem Gebiet dasjenige Sediment, das auf dem Quarzporphyr-, Phyllit- oder Tuffsockel (A_1) auflagert, zunächst durch vorwiegend psammitische Sedimente vertreten ist (A_2), nach oben in immer tonigere und karbonatischere Schichten übergeht (A_3) und im Hangenden durch eine markante, (rote) Schiefertongpartie abgeschlossen wird.

Im folgenden wird der Grödener Sandstein des Trienter Gebiets im Kartierungsbereich und darüber hinausgreifend an Hand einiger guter Aufschlüsse beschrieben. Die Darstellung in Regelprofilen (Tafel 1) erläutert die Parallelisierung der sich entsprechenden Faziesseinheiten.

a) Der untere Grödener Sandstein (A_2)

Die Ausbildung des unteren Grödener Sandsteins hängt weitgehend vom unterlagernden Untergrund ab. Sie wird nachfolgend an Hand markanter Beispiele beschrieben.

α) Lagerung von Grödener Sandstein über Quarzporphyr

Wo er den Quarzporphyr (A_1) überlagert, bietet der Grödener Sandstein (A_2 -Schichtkomplex) durchaus das Bild eines terrestrisch-ariden Verwitterungsproduktes ("Porphyrzersatz") und stellt ein ungeschichtetes, rotvioletttes, feinst- bis grobkörniges, feldspatreiches und mürbes, klastisches Sediment dar. Linsen- und nesterweise Einschaltungen von Quarzphyllitbrocken und Karneolknaunen (z.B. Wegaufschluß bei Masen); bunte Tonlinsen und zahlreiche grobe, zer-setzte, gerundete Porphyrbrocken weisen darauf hin, daß es sich teilweise um ehemalige (Fanglomerat-)Schuttströme handelt. Die tonigen und reinsandigen Einlagerungen werden nach S hin umfangreicher; sie erreichen bei S. Agnese im Gebiet der Kartierung von SCHULTZE-WESTRUM ein Maximum (PICHLER 1957). Hier finden wir lokale Einschaltungen von grusigen, hellen, lebhaft Mn-getupften tonigen Sandsteinlagen von 30 cm Bankmächtigkeit, in welche Drusen mit

Dolomitrhomboedern eingestreut sind, wie sie schon LEPSIUS (1878, S. 37) beschreibt.

Über diesem unteren Abschnitt seines A_2 -Komplexes wird der Grödener Sandstein rasch zu einem ungeschichteten, psammitischen Sediment.

Als Beispiel die Schichtfolge des unmittelbar über dem "Porphyrzersatz" nach Aufschlüssen am Doss del Cuz/Doss le Grave im Bereich der Diplomkartierungen H. LÜHR und SCHULTZE-WESTRUM:

3-5 m Grobkörniger Quarzsandstein, kaum gebankt, der in seinen oberen Partien oft grünliche Tonlinsen führt. Stellenweise (PICHLER 1957) ist lokales Ausdünnen der Bänke zu flachen Mulden aufgeschlossen. Diese Mulden sind mit grobem "Porphyrzersatz" teilweise angefüllt und können nur als Querschnitte flacher Gerinne gedeutet werden.

Der Sandstein wird nach oben fester und nimmt allmählich Bankung an. Es treten kohlige Tonschmitzen auf, gleichzeitig finden wir in den Sandstein eingelagert zunächst vereinzelt, dann häufig, dolomitische Knauern (vgl. KLEBELSBERG 1935, S. 316) von 1 bis 6 cm Längsachse in zwei Horizonten übereinander. Sie sind 1 bis 2 m mächtig und von ungebanktem Sandstein von 2 bis 3 m Mächtigkeit getrennt. Im oberen Horizont fand SCHULTZE-WESTRUM den Zapfen einer Voltzia, womit das permische Alter dieser Schichten stratigraphisch feststeht. (Vgl. auch TRENER 1935, S. 18) (s. Regelprofil Taf. 1).

In die oberen rein sandigen Lagen sind dolomitische "Gallen" (= Schlickgerölle) geopetal eingeregelt (s. auch w. u.).

Auch im Gebiet von Faedo finden wir im Grubenprofil, allerdings nur einige wenige, dolomitische Gerölle hart über dem "Porphyrzersatz".

β) Lagerung von Grödener Sandstein über Tuff (Innerhalb des Kartierungsgebietes)

Die Fersina durchschneidet westlich des Bahnhofs Roncogno den Grödener Sandstein; hier ist das Standardprofil für den Übergang von agglomeratischem Tuff zu Grödener Sandstein aufgeschlossen:

Basis: Agglomeratischer Tuff. Die Grundmasse des Tuffs ist hier dunkelrot-violett gefärbt. Als Einsprenglinge treten hellrote, verwitterte Orthoklase, scharfkantige Quarzkörner und kleine Biotitblättchen auf.

6-10 m Zum Hangenden hin wird dieser Tuff auffallend weich und mürbe, die Feldspäte sind stark kaolinisiert, die Quarzkörner sind zwar immer noch scharfkantig, die Kanten erscheinen aber unter der Lupe korrodiert und schwach gerundet. Der Biotitgehalt nimmt stark zu, die einzelnen

Blättchen sind in s eingeregelt. Zahlreiche tonig-feinkörnige, gelbliche Linsen von kaum 1 cm Mächtigkeit und bis zu 6 cm Ausdehnung lassen eine Schichtung gut sichtbar werden. Die Schichtung hat dasselbe Streichen und Fallen wie die überlagernden, jüngeren Schichtpakete. Dieser "Tuffgrus", (den ich dem Porphyrsatz im N von Trient gleichstellen möchte), setzt nach 6 bis 10 m mit einer scharfen Schichtfuge ab.

ca 5 m Es folgen zunächst 5 m einer Abfolge von 5 bis 20 cm dicken, grüngefärbten Bänken, deren Körnungsgrad vom Liegenden zum Hangenden regelmäßig abnimmt.

Eine solche Bank zeigt an ihrem liegenden Abschnitt dieselben klastischen Tuffkomponenten, wie sie eben beschrieben wurden; der Quarzanteil tritt jedoch hier gegenüber Feldspat und Biotit stark hervor. Die Kanten der Quarzkörner sind deutlich abgerundet. Nach oben wird die Bank feinkörnig bis tonig. Sie setzt zur nächstfolgenden Schicht mit einer scharfen, ebenen Schichtfuge ab.

10-12 m

Über diesen grünlichen Bänken lagern 10 bis 12 m eines grobkörnigen Quarzsandsteins. Der untere Bereich ist ungebant; hierin treten dolomitische Gallen und Knaurn, die von zahlreichen Kohleschmitzen begleitet sind, lagen- und nesterweise auf. Nach oben hin wird der Sandstein zusehends gebantter und feinkörniger, die dolomitischen Gallen verschwinden. Auf den Schichtflächen tritt oft kohliges Pflanzenhäcksel auf. Wie aus der Abbildung (Taf. 2) eines Handstückes aus diesem Aufschluß zu ersehen ist, sind die meisten dieser geröllartigen Gebilde geopetal eingeregelt. Es handelt sich wohl um Schlickgerölle. Der Kalk- und Sandgehalt dieser "Tongallen" oder "Schlickgerölle" wechselt stark. Einige "Gallen" bestehen aus reinem, grünlichem Tonstein, die Hauptmasse aber aus dunklem, bituminösem, wechselnd sandigem, gelb anwitterndem Dolomit. Es besteht kein Grund, anzunehmen, daß es sich hier etwa um Konkretionen handelt. Kohleschmitzen treten fast stets zugleich mit diesen "Gallen" auf.

Bei Gabiolo, im Süden von Trient, ist der Übergang vom unterlagernden Tuff in die gleichmäßig sandige Sedimentation wesentlich schärfer weiter untergegliedert (s. Taf. 1, Profil IV, s. Übergangszone). Der Bachaufschluß im Rivo Salé-Tal entblößt in einzigartiger Weise einen raschen Wechsel von terrestrischen Abtragungsprodukten und pyroklastischen Einschaltungen in einem Bereich, der zeitlich etwa den obersten Porphyruptionen im N von Trient oder den oberen

Taf. 2

0 5 10 cm

oben



unten

Handstück aus dem A₂-Horizont im Grödener Sandstein bei Roncogno, mit dolomitischen Gallen (weiß) und Kohleschmitzen (schwarz)

Tuffen bei Roncogno entspricht. Der Aufschluß zeigt vom Liegenden zum Hangenden folgende Schichtabfolge:

- Basis: Agglomeratischer Tuff mit gelegentlichen Brocken von Lagorai-Quarzporphyr von meist 2 bis 5 cm Durchmesser.
- 5 m Feinkörniger Tuffgrus mit zahlreichen Brocken von Lagorai-Quarzporphyr von 0.5 bis 10 cm Durchmesser, mit oft lagenweiser Anordnung in einheitlicher Korngröße.
- 0.1-1 m Dunkelgrünliche, feinkörnige Tufflage, die nach oben mit weitgehend zersetzter und korrodiierter Grenzfläche in
- 2-4 m ungebankten, hellgrau-grünlichen, grobsandigen-arkoseartigen lockeren Porphyrgrus mit viel festen Quarzphyllit- und Porphyrkomponten übergeht. 1)
- Darüber liegen
- 2.5-3.5 m einer Eruptivbreccie. Die tuffige Grundmasse tritt völlig zurück, das Gestein besteht hauptsächlich aus dicht aufeinander gepackten Blöcken 2) von durchschnittlich 15 bis 20 cm Kantenlänge.

1) In diesem lockeren Grus treten die klastischen Komponenten mit ungefähr folgender, abnehmender Häufigkeit auf:

- 115 Hellroter, feinkörniger Porphyr
- 90 Melaphyr, (aufgeschlossen bei Nogaré, PICHLER 1957)
- 80 Quarz, hellrötlich und milchweiß
- 60 Heller, fester Tuff (Kristalltuff des Monte Zaccon)
- 47 Quarzphyllit
- 8 Amphibolitschiefer
- 3 Grüner Porphyrit

Diese Klastika wurden auf einer anstehenden Fläche von 1 x 2 m ausgezählt. Die Größe der Brocken liegt zwischen 0.3 und 1.5 cm, jedoch sind die 1 bis 2 cm großen zu Bändern geringer Ausdehnung oder zu Linsen von 1.5 cm horizontaler und maximal 0.2 cm vertikaler Erstreckung angeordnet. (Flache Gerinne?). Alle Gerölle sind mit ihrer Längsachse in s eingeregelt.

2) Die einzelnen Blöcke bestehen mit abnehmender Häufigkeit aus:

1. rotem Lagorai-Porphyr,
2. dunklem Melaphyr, (steht bei Nogaré an, s. PICHLER 1957)
3. hellrotem Porphyr mit viel Orthoklas,
4. gerundeten Bomben harten grünen Tuffes mit roten Orthoklasen,
5. Sandsteinknauern (zersetzt),
6. grünlichem Phyllitons (anstehend bei Pergine).

Hiermit endet die Übergangszone mit ihren Anzeichen von vulkanischer Tätigkeit.

Es folgen

- 2.5 m eines vorwiegend braun-rötlichen, grusig-grobkörnigen Arkosesandsteins. Darüber
- 3 m rotgefärbtes Konglomerat: gutgerundete Brocken von dunklem Melaphyr und rotem Lagoraioporphyr von meist 5 bis 8 cm Durchmesser. Sowohl im Arkosesandstein als auch in diesem Konglomerat sind flache Linsen und Bänder von hellem Ton eingeschaltet mit einer Mächtigkeit von 3 bis 5 cm.

Darüber folgen:

- 12 m grobkörniger, rötlicher Sandstein mit flachen Konglomeratlinsen, die in den hangenden Partien verschwinden.
- 5-6 m Abfolge von 5 bis 20 cm dicken, grünlichen Sandsteinbänken, deren Körnungsgrad vom Liegenden zum Hangenden regelmäßig abnimmt, Repetitionsschichtung. Der Quarzgehalt dieses Gesteins ist groß, die Kanten der Quarzkörner sind gerundet. Der Biotitgehalt ist erheblich. Über diesen grünlichen Bänken lagern
- 2-4 m eines grobkörnigen, reinen Quarzsandsteins. Es treten in ihm lagen- und nesterweise dolomitische Knaurn (Schlickgerölle) auf. Die Schichtflächen sind mit feinen Kohleflitterchen bestäubt. Dem Hangenden zu wird das Gestein immer feinkörniger.

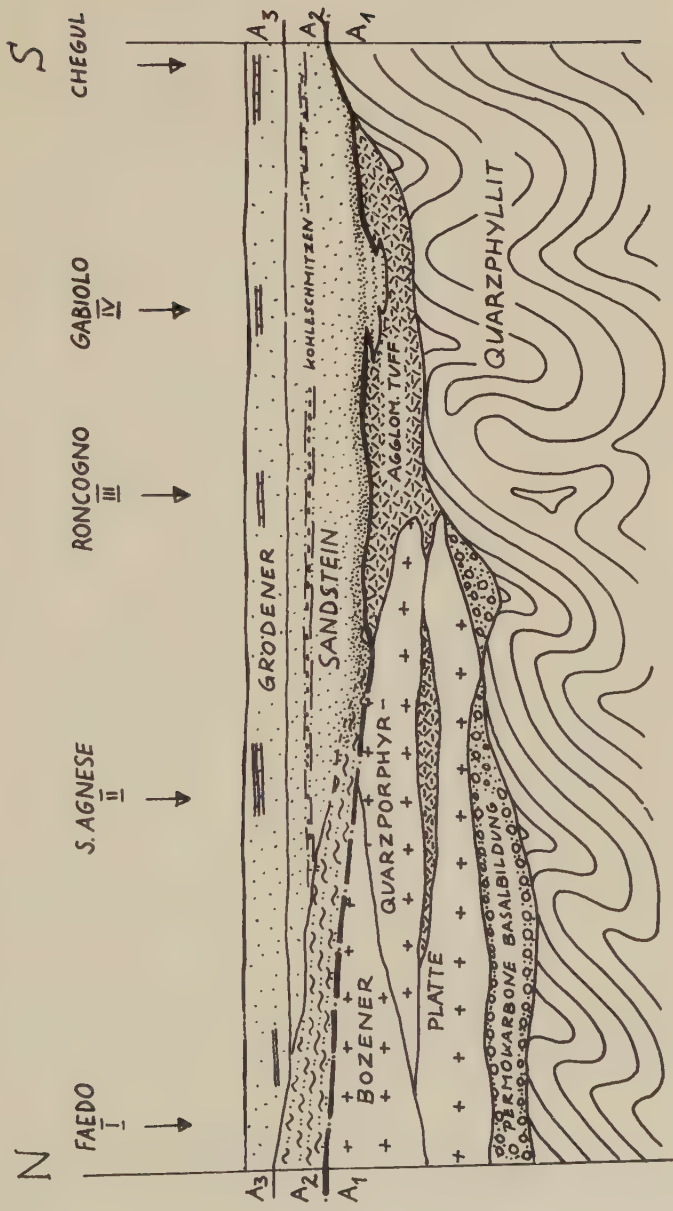
y) Lagerung von Grödener Sandstein über Phyllit (Innerhalb des Kartierungsgebiets)

Westlich des Caldonazzo-Sees streicht der Grödener Sandstein an der Bergflanke des Chegul zu Tage aus; dort überlagert er direkt den Quarzphyllit. Schlechte und spärliche Aufschlüsse in Bachrünsen zeigen vom Liegenden zum Hangenden folgende Schichtabfolge:

- 3-6 m Klastisch-umgelagerter "Tuffgrus" mit roten, stark zerbrochenen Orthoklasen, gerundeten Quarzkörnern und starkem Biotitgehalt. Oft zeichnen 2 bis 3 cm dicke, tonige Bänder und Linsen die Schichtung nach. Schon am Handstück erkennt man, daß zahlreiche Chloritschuppen, milchweiße Quarze und kleine Quarzphyllitbrocken hier zu einem Großteil am Aufbau der liegenden Partie des Grödener Sandsteins beteiligt sind.

Profilschema zur faziellen Entwicklung des Gröden Sandsteins.

Taf. 3



- 5-10 m Grünlicher, grob- bis feinkörniger Quarzsandstein mit Kohleflitterchen auf den Schichtflächen. Gelegentlich wurden dolomitische Knauern im Schichtverband gefunden.

Wie man sieht, ist hier über dem Quarzphyllit der untere Grödener Sandstein sehr geringmächtig. Dies wieder ist ein Hinweis darauf, daß sich der Grödener Sandstein über ein ziemlich starkes Relief ablagerte. Die Grünfärbung des unteren Grödener Sandsteins im Bereich der Quarzphyllitunterlage ist auf den starken Chloritanteil zurückzuführen. Wahrscheinlich baut sich der untere Grödener Sandstein hier, wie im Norden über dem Quarzporphyr, aus dem zusammengeschwemmten Zersatz des Untergrundes auf. Dies würde also auch hier auf eine terrestrische, allenfalls fluviatile Sedimentation im unteren Grödener Sandstein hindeuten (s. Taf. 3).

b) Der Obere Grödener Sandstein (A₃)

Hart über den obersten Lagen der dolomitischen Gallen hört im ganzen Trienter Bereich die grobsandige Fazies auf; das Gestein wird mergelig-tonig, feinsandig und hellglimmerschüssig. Dazu nimmt es eine hellgrünliche Farbe an.

Diesen markanten Fazieswechsel habe ich in meinem Gebiet als Grenze zwischen A₂ und A₃ benutzt.

Der Obere Grödener Sandstein ist im gesamten Trientiner Gebiet ähnlich ausgebildet; Er repräsentiert den schon im oberen Teil des unteren Grödener Sandsteins eingeleiteten Übergang von küstennaher Flachwasser-Fazies mit vorherrschend klastischer Sedimentation zur salinaren Fazies der Bellerophonschichten mit überwiegend pelitisch-chemischer Sedimentation. Gute Aufschlüsse gibt es in der Rivo Salé-Schlucht bei Gabiolo, am Westhang des Chegul bei Crozzi di Saracina, am E-Hang des Chegul bei Terra rossa, am Fersina-Südufer beim Bahnhof Roncogno, ferner in Masen bei Faedo am Weg zum Montagiù. (Hier möchte ich auch auf die Grubenaufschlüsse von ~~X~~ Civezzano und Doss le Grave (PICKLER 1957) verweisen.) Sie zeigen mit leichten Mächtigkeitsänderungen vom Liegenden zum Hangenden die nachstehende Schichtabfolge (s. auch Taf. 1):

- 0-2 m Glimmerreicher Kalksandstein. Bei gleichzeitiger schneller Abnahme der Bankmächtigkeit geht der grobkörnige Sandstein zunächst in einen feinkörnigen, kalkig-tonigen Sandstein von grünlicher Farbe über, gleichzeitig nimmt der Anteil von Hellglimmerschüppchen im S auffällig zu.
- 3-6 m Sandiger Mergelkalk. Das Gestein wird zu einem tonig-sandigen Mergelkalk mit viel Hellglimmer. Kreuzschichtung ist häufig; die oft nur 1 cm dicken Bänkchen zeigen an ihrer Oberfläche ripplemarks und unregelmäßige, höckrige und wulstige Skulpturen. (Wurmfraß-

gänge? Vgl. LEPSIUS 1878, S. 37, KLEBELSBERG 1935, S. 316). Weiter im Hangenden tritt der Serizitanteil merklich zurück, und es schalten sich dünne, auskeilende Bänkchen von sandigem Dolomit ein.

- 8-10 m Vorwiegend sandiger Dolomit. Diese Dolomitbänkchen schwellen an und treten rasch zu einem 2-5 m mächtigen Schichtpaket zusammen, dessen Schichtfugen aus schwarzem, bituminösem Ton bestehen. Der Sandgehalt der Dolomitbänke wechselt. Weiter oben folgen wieder 2 bis 3 m schwach sandige, grünliche Mergel mit geringem Glimmeranteil, in die ebenfalls sandige Dolomitbänkchen eingeschaltet sind.
- 0,5-1,2 m Schieferton. Abschluß zum Hangenden bildet eine fast quarzfreie, schwach glimmerführende rot-violette oder grünliche Schiefertonschicht, welche stets den Gröden Sandstein markant von den Bellerophonschichten absetzt.

3. Bellerophonschichten (B₁-D₁)

Über dem Gröden Sandstein folgt konkordant eine Serie von vorwiegend tonigen und karbonatischen Schichten, die auf Grund spärlicher Fossilfunde noch zum Perm gehören, und deren obere Partien faziell in die untere Trias überleiten: die Bellerophonschichten.

Wir untergliedern die Bellerophonschichten in zwei Abteilungen, die sich im Gelände herausheben und gut auskartieren lassen:

Die "Unteren Bellerophonschichten"

bestehen vorwiegend aus Schiefertönen und dolomitischen Mergeln;

die "Oberen Bellerophonschichten"

bestehen vorwiegend aus gutgebankten Dolomiten mit stellenweiser Anreicherung von Schwermetallsulfiden.

a) Die Unteren Bellerophonschichten (s. Beilage 2)

Die Unteren Bellerophonschichten werden in die Faziesbereiche B₁ bis B₃ aufgeteilt. Ihre Mächtigkeit beträgt 26 m. Gute Aufschlüsse der mergeligen Unteren Bellerophonschichten sind sehr selten. Die geologische Beschreibung stützt sich deshalb auf die Untertageaufschlüsse der Grube Roncogno.

Übertageaufschlüsse der Unteren Bellerophonschichten sind vorhanden

1. am steilen Südufer der Fersina 400 m westlich des Bahnhofs Roncogno,
2. an der Ostflanke des Chegul 1,8 km WSW von S. Vito,
Lokalität: "Terra Rossa".

B₁ "Grüne Übergangsserie"

Mächtigkeit 7 m (Faedo) bis 11 m (Roncogno).

Feinkörnige Kalk- und Dolomitmergel, sehr weich und mürbe, von graugrüner Farbe und "tuffitischem" Habitus. Vereinzelt sind feste, graue, dünnbankige Dolomite mit tonigen Zwischenlagen eingeschaltet. Der Quarzgehalt ist gering.

In Roncogno bildet den hangenden Abschluß von B₁ eine 1/2 m mächtige Bank aus sandigem, grauem Mergeldolomit, in welche dolomitische Gerölle von 3 bis 5 cm Durchmesser eingelagert sind.

In Faedo dagegen treten im unteren Abschnitt von B₁ in den teilweise sandigen, grünen Mergeln vereinzelt diese dolomitischen Gerölle auf.

B₂ "Dunkle Schieferserie"

Mächtigkeit 16.5 m (Faedo) bis 13 m (Roncogno).

Schwarzgrauer bituminöser Schiefertone mit geringem Kalkgehalt, mit häufigen Einschaltungen von dunkelgrauen bis schwarzen, auch grünlichgrauen, dickbankigen Dolomitlagen.

In Faedo tritt der Dolomit zu 2 m mächtigen Paketen zusammen und überwiegt gegenüber den eingeschalteten Schiefertönen.

In Roncogno herrschen die Schiefertone vor; nur vereinzelt sind maximal 1.5 m mächtige Dolomitlagen eingeschaltet.

B₃ "Bunte Liegendenschiefer"

Mächtigkeit 2 m.

Weicher, grüngrauer bis schwarzgrüner Schiefertone mit geringem Kalkgehalt. B₃ beginnt im Liegenden mit roten Tonlagen. Gegen das Hangende zu sind dünne Dolomitbänke in den grüngrauen Schiefertönen eingeschaltet, die zur Dolomitserie C₁ der oberen Bellerophonsschichten überleiten.

Im einzelnen wäre dazu noch zu bemerken:

Fragmente der obersten, sandigen Dolomite des Grödener Sandsteins erscheinen, als Gerölle umgelagert, wieder in der B₁-Zone.

Der tuffitische Habitus der grüngrauen Karbonatmergel in B₁, ihre unterschiedliche Mächtigkeit in Faedo und Roncogno, welche in B₂ durch vermehrte Dolomitabscheidung wieder kompensiert wird, zeigt, daß in dieser Zeit das Relief des Sedimentationsraumes durchaus noch nicht ausgeglichen war. Es ist möglich, daß Tuffe und Grödener Sandstein in nicht sehr großer Entfernung abgetragen wurden.

b) Die Oberen Bellerophonschichten

Die Oberen Bellerophonschichten umfassen die Faziesbereiche C_1 , C_2 , C_3 und D_1 . Ihre Gesamtmächtigkeit beträgt 35 bis 50 m. C_1 bis C_3 gilt als erzhöfziger Schichtkomplex.

Eine ausführliche Untersuchung stützt sich auf die Untertageaufschlüsse der Grube Roncogno (s. Beil. 8, Beil. 2) sowie auf die Übertageaufschlüsse am südlichen Fersinaufer 400 m westlich des Bahnhofs Roncogno und am Osthang des Cheguls ("Terra Rossa"). Der $C_{(1-3)}$ -Schichtkomplex bildet eine fazielle Einheit gegenüber der andersartigen Ausbildung des D_1 -Faziesbereiches.

Um ein großräumiges Bild der Sedimentation im Trienter Gebiet zu erhalten, wurden die Untersuchungsergebnisse der Grube Faedo von SCHNEIDER (1955) zum Vergleich herangezogen.

C_1 "Dunkler Liegenddolomit"

Mächtigkeit 2 m.

Mittelbankiger, (durchschnittliche Bankmächtigkeit 10 bis 20 cm), feinkörniger bis dichter, harter, dunkelgrüner bis schwarzgrauer Dolomit mit 2 bis 20 cm mächtigen, schwarzen Schiefertonschichten auf Bankfugen.

Dieser Liegenddolomit bildet in Faedo, Roncogno und Doss le Grave die unterste Lage des erzhöfzigen Schichtpaketes. In ihr beschränkt sich die Vererzung auf spurenhafte Imprägnationsvererzung durch Pyrit; selten sind kleine Bleiglanzkörner.

Hervorzuheben ist das Auftreten von Gips in Form feiner Nadelchen in Hohlräumen und auf Klüften. Man beobachtet zuweilen den Gipsgehalt u.d.M. im Kornggefüge als feinkristalline Interstitienfüllung.

(Sekundäre Faziesänderungen und damit verbundene Verschiebungen im Mineralbestand werden bei der Beschreibung der Grube Roncogno eingehend behandelt.)

C_2 "Erzdolomit"

Mächtigkeit 10 bis 20 m (Faedo) und 15 bis 20 m (Roncogno). Die Mächtigkeit des Erzdolomits wechselt stark. Er beginnt im Liegenden mit der sogenannten "Liegendbankserie".

Diese besteht in frischem Zustand aus hartem, hellem, splittrigem, gutgebanktem Dolomit mit cm-dicken, bituminösen Bestegen in den Schichtfugen. Hierin können öfters Vererzungsspuren als Imprägnationsvererzung durch vereinzelt, oft idiomorph ausgebildete Bleiglanzkörner von maximal 1.0 mm Kantenlänge festgestellt werden. Dabei tritt gelegentlich eine hellbraune, mikroskopisch fein-

verteilte Zinkblende auf, die vorwiegend auf diesen Schichtkomplex beschränkt bleibt.

An die "Liegendbankserie" schließt im Hangenden ein Paket wechselnd gebankter, unterschiedlich imprägnierter Dolomite und Kalke an, welche in frischem Zustand fest, splittrig, dicht, hell- bis dunkelgrau erscheinen und deren Schichtfugen mit meist dünnen, bituminösen Bestegen versehen sind, die sich öfters zu unregelmäßig gezackten Suturlinien und stylolithischen Linien auflösen. Im Dünnschliff tritt eine typische Oolith-Struktur hervor.

Im angewitterten Zustand erscheint dieses Schichtpaket als mürber, gelber oder fester, kaffebrauner, ebenfalls massiger Oolith.

In diesem C₂-Schichtkomplex ist die nennenswerte Vererzung der Bellerophon-schichten zu suchen.

Das quantitativ vorherrschende Erzmineral ist der silberhaltige Bleiglanz. Akzessorisch treten Pyrit, Kupferkies und Zinkblende auf. Ist das Nebengestein angewittert, so treten oft an die Stelle der eben genannten Erzminerale die Oxydationsminerale Anglesit, Cerussit, Malachit, Azurit.

Innerhalb des Lagerungsverbandes erscheint dazu Gips im frischen, Baryt im angewitterten Nebengestein.

Die Ausbildung der Vererzung und der Wechsel der Stoffverteilung im C₂-Erzdolomit soll nachstehend kurz beschrieben werden. Zur gründlicheren Information über diese Punkte verweise ich auf die lagerstättenkundlichen Untersuchungen der Grube Roncogno weiter unten.

Die Imprägnationsvererzung durch feine Bleiglanzkörner zeichnet die Schichtung nach. Man erkennt oft Kreuzschichtung, die durch perlschnurartig nebeneinanderliegende Bleiglanzkörner erst sichtbar gemacht wird.

Die Erzkonzentration dieser Imprägnation ist sehr unterschiedlich. Ein Erzgehalt von über 1% im Nebengestein ist selten. Diese stärkere Vererzung kann sich einmal streng an wenige Zehner- bis Hunderte von Metern horizontbeständige, stärker imprägnierte Bänke halten ("Hauptvererzungshorizont" in Roncogno), zum andern kann sie (im stärker zersetzten Nebengestein von Faedo) in wolkig-diffusen Schlieren über die Schichtgrenzen hinwegziehen.

Eine Vererzung durch Derberze wird fast nur am Übergang von zersetztem zu frischem Nebengestein oder in dessen unmittelbarer Nähe beobachtet (s. Taf. 11). Die stark silberhaltigen, mikrokristallinen Bleiglanzderberzbänder sind bis zu 2 cm mächtig, sie enthalten untergeordnet Kupferkies, Pyrit, Fahlerz, selten Zinkblende.

Der Gips ist hier im frischen Gestein stets vorhanden. Der mikrokristalline, rein weiße oder rosafarbene Gips liegt in rundlichen und eckigen Gipsaugen von Zentimeter- bis Millimetergröße und in schichtkonkordanten Linsen von Dezimetergröße im Schichtverband. Im verwitterten Gestein liegt er als Belag feiner Nadelchen auf den Wänden handgroßer Hohlräume.

Die Zunahme des Gipsgehalts geht Hand in Hand mit der Vertaubung des Gesteins. Gleichzeitig wird die Bankung des Erzdolomits gröber, und seine Gesamtmächtigkeit nimmt zu.

(SW-Feld der Grube Faedo; SE-Feld der Grube Roncogno.)

Der Baryt erscheint nie in frischem Gestein, er füllt vielmehr Klüfte und Hohlräume im kaffebraunen oder gelben Oolith mit seinen Rosetten aus. (Grube Roncogno, obere Sohle; Grube Doss le Grave und Grube Faedo.)

Diese Zusammenstellung des Wechsels im Stoffbestand innerhalb des Schichtverbandes skizziert schon im Groben die Sedimentationsverhältnisse im C_1 - C_2 -Schichtkomplex. Deutete nämlich noch im Grödener Sandstein und in den unteren Bellerophonschichten der schnelle Sedimentationswechsel Schiefer-ton - Sandstein - Dolomit auf ständige Verschiebung der Sedimentationsbedingungen während des Absatzes, so können wir hier für die Änderung der vorwiegend chemischen Sedimentation in einem beständig euxinisch-salinaren Raum höchstens Änderungen des pH-Wertes infolge kurzfristig entspannender Frischwasserzufuhr oder submarin-exhalative Vorgänge verantwortlich machen.

C₃ "Hangenddolomit"

Mächtigkeit 5 m (Roncogno) bis 20 m (Faedo).

Der C_3 -Hangenddolomit gleicht die Unebenheiten an der Oberkante des C_2 -Erzdolomits aus, daraus folgt, daß C_3 plus C_2 eine recht konstante Mächtigkeit besitzt, welche in Faedo 28 bis 30 m beträgt, in Roncogno 21 bis 23 m.

Es herrschen mittel- bis dünnbankige, hellgraue bis braungraue, gipsreiche, feinkörnige Dolomite vor, deren Bankmächtigkeiten sowohl innerhalb der vertikalen Abfolge stark wechseln, als auch innerhalb der horizontalen Erstreckung starken Schwankungen unterworfen sind. In den hangenden Partien sind diese Dolomite öfters von dunklen 2 bis 50 cm dicken Mergelschiefer-einlagerungen unterbrochen, deren Mächtigkeit mit der Gesamtmächtigkeit des C_3 -Paketes anwächst. In den liegenden Partien der Dolomite tritt vereinzelt (in Faedo) spurenhafte Vererzung in Form einzelner, stecknadelkopfgroßer Pyrit- und Bleiglanzkörnchen auf.

In verwittertem Zustand fallen unregelmäßig angelegte, im allgemeinen jedoch parallel zur Schichtung verlaufende Sutrulflächen auf, die meist mit Bitumenmergel belegt sind. Häufig zeigen sich auf diesen Sutrulflächen Ausblühungen feiner Gipsnadelchen. Bei stärkerer Anwitterung zerfällt der ganze Schichtkomplex an diesen Sutrulfronten zu mürben, plattig-schiefrigen, braungelb gefärbten Bruchstücken. Diese charakteristische Ausbildung ist im Gelände bei Pso. di Roncogno (1 km westlich von Roncogno) und in den Bellerophon-Aufschlüssen südlich von Faedo, sowie in der Grube Faedo zu beobachten. Hier ist der Gipsgehalt des Gesteins weitgehend herausgelöst und es entsteht die typische Fazies einer dünnbankigen Rauhwacke.

D₁ "Hangendschiefer"

Mächtigkeit 10.5 m (Faedo) bis 12.5 m (Roncogno).

Im Liegenden erscheinen hier zunächst noch hellbraune Dolomite mit Gips, in Wechsellagerung mit schwarzgrauen Letten, dazu treten nunmehr wieder bunte Schiefertone. Die salinare Entwicklung tritt also mit zunehmender pelitischer Sedimentation wieder stärker zurück.

Im mittleren Teil des D₁-Komplexes nimmt deshalb auch die Dolomitbildung ab; dafür sind die roten Schiefertone mit rötlichen, oolithischen, glaukonitführenden 10 bis 20 cm mächtigen Kalkbänken wechselgelagert. Diese Kalkbänke führen zuweilen kalkigen Detritus; nämlich Fragmente heller Kalkbänkchen, die in die Grundmasse der roten Oolithkalke eingeschichtet sind.

Im hangenden Teil tritt wieder Gips auf. Er ist besonders an eine dünnplattige, rotgelbe, 1.2 m mächtige (in Faedo) bzw. 80 cm mächtige (in Roncogno), horizontbeständige Schiefertontpartie gebunden, in welche eine große Zahl schichtkonkordanter, wellig verbogener, handtellergrößer Gipslinsen eingelagert ist.

Den hangenden Abschluß des D₁-Komplexes bilden grüne und rote, lebhaft gestreifte Schiefertone mit kleinen Kalkbänkchen in Wechsellagerung.

Im D₁-Schichtkomplex fand in den glaukonitführenden Kalkbänken PICHLER (1957) in seinem Kartierungsgebiet E von Monticello (SE von Lavis) folgende Fossilien:

Nucula beyrichi SCHAUR.
Schizodus dubiiformis WAAG.
Edmondia cf. *radiata* HALL.
Edmondia cf. *rudis* Mc.COY.
Bellerophon sp.

Dadurch ist erwiesen, daß dieser Komplex, der faziell schon zu den Seiser Schichten überleitet, noch ins Perm gestellt werden muß.

Abschliessend kann also über den D_1 -Schichtkomplex gesagt werden, daß hier nach einer vorläufigen Entspannung der salinaren Verhältnisse durch Zufuhr von frischem Meerwasser (darauf deutet der Glaukonitgehalt) im euxinisch-stagnierenden Sedimentationsraum nun auch die marine Fauna der Bellerophonschichten in unser Gebiet übergreift. Dies allerdings nur an der Wende vom Perm zur Trias, denn das Schichtglied über dem D_1 -Komplex führt schon Fossilien der Werfener Schichten.

III. TRIAS

1. Skyth (Werfener Schichten)

a) Überblick

Die Werfener Schichten besitzen in unserem Gebiet östlich der Etsch überall die ziemlich konstante Mächtigkeit von 250 m.

Die für den Bergbau notwendige, genauere Unterteilung in "Fazieszonen" deckt sich weitgehend mit der durch ältere Autoren schon vorgenommenen Gliederung des Skythischen Sedimentkomplexes in Seiser und Campiller Schichten (MOJSISOVICS 1879 u. a.), die durch den geringmächtigen, jedoch horizontbeständigen "Gastropodenoolith" voneinander getrennt werden (WISSMANN 1841, RICHTHOFEN 1860, TRENER 1932).

Es wurden also vom Liegenden zum Hangenden folgende, faziell zusammengehörige Komplexe zusammengefaßt:

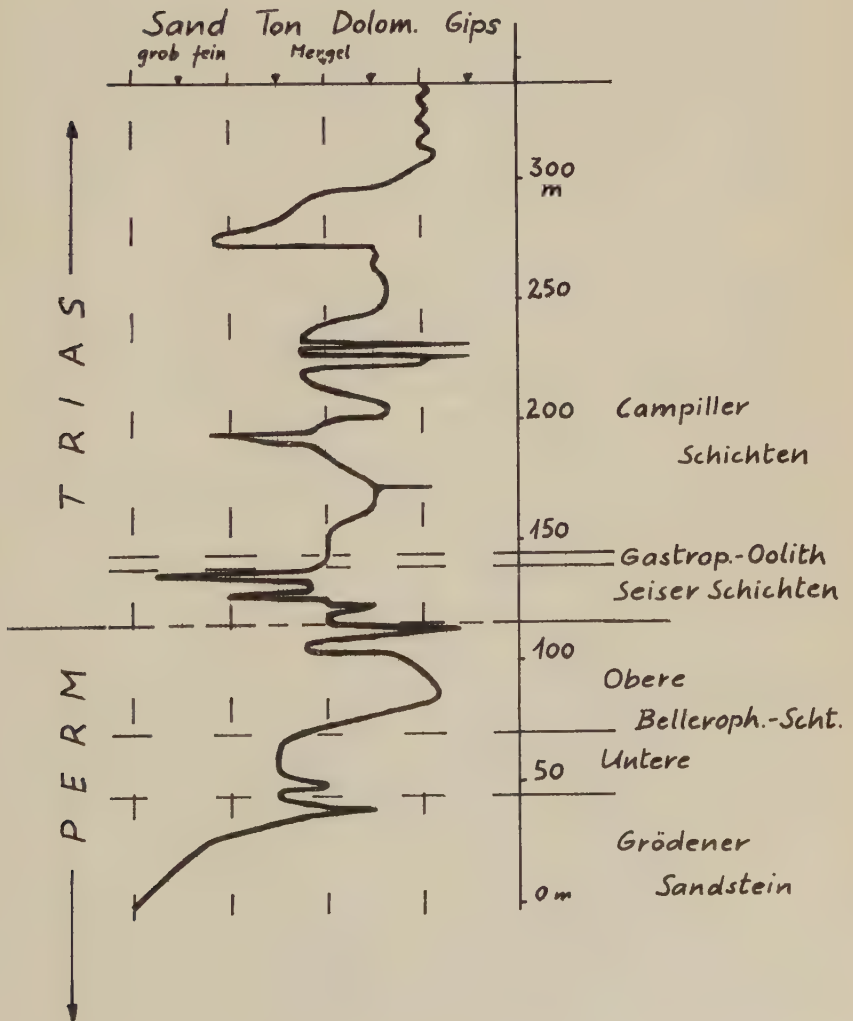
D_2	= Seiser Schichten	(ca 25 m mächtig)
E_1	= Gastropodenoolith	(ca 3 bis 5 m mächtig)
E_2	= Campiller Schichten	(ca 220 m mächtig)

Die Perm-Trias-Wende ist faziell überhaupt nicht markiert. Das Schichtpaket der Seiser Schichten leitet über von der fossilarmen, schwach salinaren Fazies der Bellerophonschichten zur fossilreichen Frischwasserfazies des Gastropodenooliths (s. Schaudigramm der Faziesentwicklung an der Perm-Trias-Wende im Trienter Raum, Taf. 4.). Innerhalb der oberen Seiser Schichten kündigt sich schon die typische Fazies der Campiller Schichten an: Die Wechsellagerung roter, glimmerreicher gebankter Mergel von wechselndem Karbonat-, Ton- und Sandgehalt mit auffällig gelb anwitternden, oolithischen Dolomiten.

Es wurde der Versuch unternommen, die Schichten der Campiller Schichten miteinander zu parallelisieren.

Die Aufnahme zweier, ca 12 km voneinander entfernter Aufschlüsse ergab, daß tatsächlich über weite Bereiche hinweg faziell einheitlich ausgebildete, horizont-

Generalisiertes Schaudiagramm
der Faziesentwicklung an der
Perm - Trias - Wende im Raum
von Trient.



beständige Abschnitte vorhanden sind (s. Taf. 5). In diesen Abschnitten ändert sich im selben Rhythmus Mineralbestand und Mächtigkeit der Schichten.

b) Beschreibung der Schichtglieder

D₂ "Seiser Schichten" (s. Schachtprofil Beil. 3 und Regelprofil Beil. 2)

Mächtigkeit 24 m (Roncogno) bis 27 m (Faedo).

Die Seiser Schichten beginnen im Liegenden mit einer 3 m mächtigen Serie dünnplattiger, dunkelgrauer, gelbbraun anwitternder Dolomitmergel, denen zahlreiche geringmächtige, dunkle Schiefertonglagen zwischengeschaltet sind. Darüber folgen 4 m dick- bis mittelbankige, harte, splittrig brechende, hechtgraue Dolomite, die in ihren hangenden Partien von mürbem, gebanktem, sandigem, graugrünem Mergeldolomit allmählich ersetzt werden. In diesem wurden in der Grube Roncogno in einer härteren, sandigen Dolomitbank Steinkerne der *Homomya fassaensis* (WISSM) gefunden, welche für die Werfener Schichten (= Skyth / untere Trias) leitend ist.

Ca. 6 m unter ihrer oberen Begrenzung ist in die D₂-Zone (in Roncogno) eine 20 bis 30 cm mächtige, grünliche Kalksandsteinbank eingelagert. Der Sandstein ist grobkörnig, die Korngröße beträgt im Durchschnitt 1 bis 3 mm. Die Körner bestehen aus gutgerundetem, bräunlichem Quarz, das Bindemittel ist kalkig, unter dem Binokularmikroskop konnten Glaukonitkörner erkannt werden.

Über der Sandsteinbank werden die Mergeldolomite allmählich von roten und grünen, karbonatarmen, glimmerreichen Schiefertönen ersetzt, die mit zunächst dünnbankigen, dann mittelbankigen einzelnen Dolomitbänken wechsellagern.

E₁ "Gastropodenoolith" (s. Schachtprofil Beil. 3 und Regelprofil Beil. 2 u. Taf. 5)

Mächtigkeit 3 bis 5 m.

Der Gastropodenoolith ist wegen seiner charakteristischen Ausbildung im Gelände fast immer sicher zu lokalisieren, zudem tritt er wegen seiner großen Härte auch morphologisch gut hervor. Das meist rotviolette, seltener braungrün gefärbte, kalkige Gestein besteht überwiegend aus 1 mm großen Ooiden und sehr viel organischem Detritus (Gastropodenschälchen), dabei herrscht in unserem Gebiet die *Holopella gracilior* (SCHAUR) vor.

Vom Liegenden zum Hangenden gliedert sich diese Schichtfolge:

1. Im Aufschluß Val Grande (Faedo)

90 cm Grünlichbraun anwitternder, grobkörniger, kalkiger, roter Oolith mit *Holopella gracilior* (SCHAUR) und grauem Kalkmergel an der Basis.

- 8 cm Grauer Mergeldolomit mit *Homomya fassaensis* (WISSM) und *Pseudomonotis (claraia) aurita* (HAUER).
- 30 cm Rotbrauner, grüngetupfter, oolithischer Kalk.
- 15 cm Grünliche, mergelige, brauneisenfleckige Schiefer.
- 30 cm Sandiger, graubrauner, weicher Kalkmergel.
- 50 cm Grünlicher bis rötlicher, kalkiger, grober Oolith.
- 30 cm Sandiger, graubrauner, weicher Kalkmergel mit *Homomya fassaensis* (WISSM).
- 300 cm Massiger, von höckrigen s-Flächen begrenzter Oolith von dunkelbrauner Farbe. Eine auffallende grüne Punktierung läßt auch hier Glaukonit vermuten. Einzelne, 5 bis 10 cm mächtige graue Dolomitmergel sind eingelagert.

2. Aufschlüsse in der Grube Roncogno

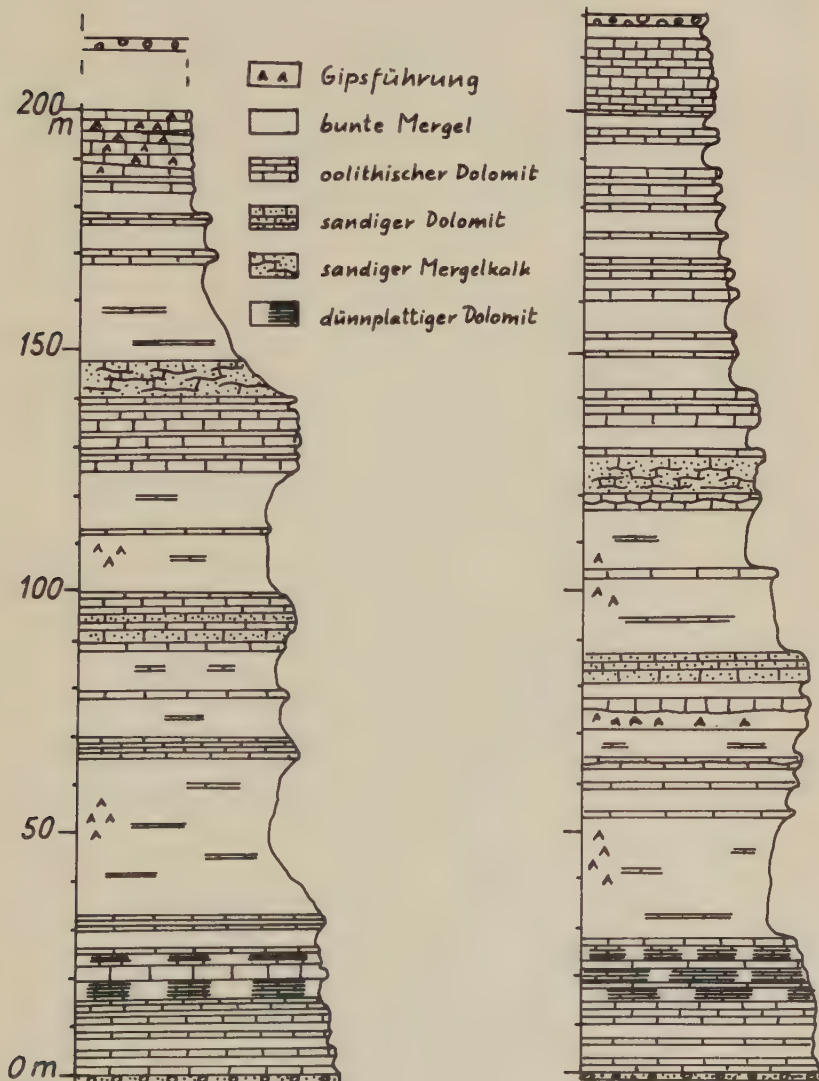
- 60 cm Grobkörniger, kalkiger, roter Oolith mit *Holopella gracilior* (SCHAUR).
- 70 cm Grobkörniger, kalkig-sandiger, gelbroter Oolith mit grauer Mergelschieferasse an der Basis.
- 50 cm Grobkörnige, weiche, sandige rote Oolithbank.
- 130 cm Grobkörniger, mürber, gelbbraun gefleckter Oolith mit grünen Tupfen, mit Steinkernen vor allem der *Homomya fassaensis* (WISSM).
- 20 bis 30 cm Weicher, sandiger, grauer Kalkmergel.
- 180 bis 200 cm Massiger, gelber, mit unregelmäßigen Suturen im s versehener Oolith. Es fallen grüne Tupfen auf.
- 1.30 m Grobkörniger, mürber, gelbbraun gefleckter Oolith mit grünen Tupfen, mit Steinkernen vor allem der *Homomya fassaensis* (WISSM)
- 20 bis 30 cm Weicher, sandiger, grauer Kalkmergel.
- 1.80 bis 2.0 m Massiger, gelber, mit unregelmäßigen Suturen im s versehener Oolith. Es fallen grüne Tupfen auf.

Die Ausbildung der Campiller Schichten

(schematisch)

bei Terra Rossa

bei Faedo



Das oberste Schichtglied wurde in beiden Profilen noch zum Gastropodenoolith gerechnet, weil sowohl bei der Ortschaft Masen als auch bei Roncogno diese Schichten die *Holopella gracilior* führen; jedoch ist dieses Schichtglied schon derart stark dolomitisch, daß es als Überleitung zu den Dolomiten der Campiller Schichten betrachtet werden kann.

E₂ "Campiller Schichten" (s. auch Taf. 5).

In den Campiller Schichten herrschen, im Gegensatz zu den Seiser Schichten, die auffällig roten, glimmerreichen, gebankten Mergel von wechselndem Karbonat-, Ton-, Gips- und Sandgehalt vor. In diesen Mergeln finden sich Einschaltungen oolithischer, gelb anwitternder Dolomitbänke, die zu größeren Komplexen zusammentreten können.

Um einen Überblick über die Sedimentation im gesamten Gebiet von Trient zu erhalten, wurde auch ein Aufschluß bei Faedo zum Vergleich herangezogen. Da der Gipsgehalt teilweise sehr erheblich ist, so daß er an verkehrsgünstigen Stellen (z. B. bei Lavis, außerhalb des Arbeitsgebiets) abgebaut wird, werden in einem besonderen Kapitel solche typischen Gipsvorkommen beschrieben.

1. Der Aufschluß bei "Terra Rossa" liegt an der Ostflanke des Cheguls-Massivs, 1.8 km WSW von S. Vito, am Südrand des Kartierungsgebietes.

Beschreibung (vom Liegenden zum Hangenden):

(Basis: Hauptleitbank des Gastropodenooliths mit *Holopella gracilior*)

- | | |
|---------|--|
| 15 m | Wechsellagerung roter und grüner, sandiger, schiefriger Mergel mit Glimmerbestegen in s und gelber, oolithischer, kavernöser Dolomitbänke von maximal 1 m Bankmächtigkeit. |
| 5 m | Gelbbraune, sandige Dolomitbänkchen mit bituminösen Flecken. |
| 3 m | Gelber, harter, feinkörniger Dolomit. |
| 3 m | Gelbbraune, sandige Dolomitbänkchen mit bituminösen Flecken. |
| 1.5 m | Massiger, gelber, oolithischer, kavernöser Dolomit. |
| 1 m | Grünlicher Mergel mit wenigen geringmächtigen Dolomitbänkchen. |
| 2 m | Gutgebankter, gelber, oolithischer, kavernöser Dolomit mit rotvioioletten, glimmerreichen Mergeleinschaltungen. |
| ca 33 m | Rote, gutgeschichtete Mergel (Bankmächtigkeit 3 bis 5 cm) mit gelegentlichen Einschaltungen geringmächtiger, gelber Dolomite (Bankmächtigkeit 2 bis 15 cm). |

- 4 m Gutgebankter, gelber, oolithischer, kavernöser Dolomit.
- 20 m Rote, geschichtete Mergel mit Glimmer in s; mit Einschaltungen geringmächtiger, dem Hangenden zu sandiger werdender Dolomitbänken. In der Mitte des Schichtpakets treten diese Dolomite zu einem 1 bis 3 m mächtigen Komplex zusammen.
- ca 12 m Paket gutgebankter, gelber, sandiger Dolomite; in der unteren Hälfte sind auffallend sandige Bänke eingelagert. Rote Mergelschiefer sind in 10 bis 20 cm starken Bändern eingeschaltet.
- ca 25 m Rote, geschichtete Mergel mit Glimmer in s; mit Einschaltungen geringmächtiger Dolomitbänken. In der Mitte des Schichtpakets treten diese Dolomite zu einem 2 m mächtigen Komplex zusammen.
- ca 17 m Wechsellagerung 1.5 bis 5 m mächtiger Pakete gutgebankter, gelber, dichter Dolomite mit roten, geschichteten, glimmerführenden Mergellagen von 1 bis 2 m Mächtigkeit.
- ca 5 m Hellgraue, feinsandige Mergel.
- ca 35 m Rote, geschichtete Mergel mit nach oben abnehmendem Glimmergehalt. Einzelne, gelbe Dolomitbänke sind eingeschaltet. Sie treten in der oberen Hälfte des Pakets zu mehreren, 2 bis 3 m mächtigen Komplexen zusammen.
- ca 35 m (An dieser Stelle nur 17 m aufgeschlossen)
Zunächst dichte, gelbe, gutgebankte Dolomite (Bankmächtigkeit 10 bis 20 cm). Dem Hangenden zu wird die Bankung allmählich größer, und die Dolomite nehmen ein luckig-zelliges Gefüge an. (Mächtigkeit dieses zelligen Dolomits ca 5 bis 7 m, keine scharfen Grenzen). Nach oben wird die Ausbildung des Dolomits wieder dichter, die Farbe rötlichbraun bis violett. Nur spärliche rote Mergelzwischenlagen.

Hangendes: Basiskonglomerat des Anis.

2. Die Schichtabfolge bei Faedo

Die Aufschlüsse NE von Faedo, zwischen P 619 und 864 entblößen folgend, aus mehreren Aufschlüssen extrapolierte Schichtfolge (vom Liegenden zum Hangenden):
Basis: Hauptleitbank des Gastropodenooliths mit *Holopella gracilior*.

- 3 m Gelber, oolithischer, kavernöser Dolomit von maximal 1 m Bankmächtigkeit.

- 3 m Roter, weicher, oolithischer Mergdolomit. Die Bänke sind 5 bis 10 cm mächtig, die s-Flächen unregelmäßig, höckrig-wulstig.
- 1.5 m Gelber, oolithischer, kavernöser Dolomit, massige Ausbildung.
- 3.5 m Rote, dünnsschichtige Mergel mit Glimmer in s.
- 4 m Gelber, oolithischer, kavernöser Dolomit, gebankt, Durchschnittsmächtigkeit der Bänke 30 cm.
- 3 m Dünnbankiger, rotbraun anwitternder, feinkörniger sandiger Mergdolomit. Durchschnittsmächtigkeit der Bänke 3 cm. Es sind gelegentlich rote, tonig-schiefrige Lassen mit Glimmer in s eingeschaltet.
- 1 m Gelber, oolithischer, kavernöser Dolomit massiger Ausbildung.
- 3 m Dünnbankiger, rotbraun anwitternder, feinkörniger, harter, sandiger Dolomit.
- 1 m Gelber, oolithischer, kavernöser Dolomit. Massige Ausbildung.
- 3-4 m Gelbbraune, sandige, dolomitische Bänkchen mit bituminösen Flecken. Plattige Absonderung.
- 1 m Gelbgrüner, dichter Dolomit. In angewittertem Zustand ist das Gestein ockergelb und oolithisch, ab und zu findet man hier Steinkerne der *Homomya fassaensis*.
- 34 m Dünnbankige, rote, weiche Mergel. Die Farbe der Mergel wechselt in 0.5 bis 1 m mächtigen Bändern nach grün. Die s-Flächen sind mit Hellglimmerschüppchen belegt. Sowohl 1 bis 3 mm starke, hellgelbe Bändchen als auch 3 bis 10 cm mächtige oolithische Bänke sind partienweise häufiger eingeschaltet. In den hangenden 10 Metern häufen sich die Einschaltungen der Dolomitbänke, sie treten zu zwei 1 bis 1.5 m mächtigen, massigen Paketen zusammen.
- 2 m Gelber, oolithischer, kavernöser Dolomit, massige Ausbildung.
- 6 m Dünnbankiger, roter, weicher Mergel mit Hellglimmer in s, mit Einschaltungen weniger, geringmächtiger Dolomitbänkchen.
- 6-8 m Gelbgrüner, feinkörniger Dolomit, Bankmächtigkeit im Durchschnitt 30 cm, nach oben massig werdend, mit Einschaltungen roter Mergelassen.
- 3-4 m Roter, sandiger, weicher, oolithischer Mergdolomit.
- 7-8 m Graubraun feingebänderter, dünnbankiger, sandiger Dolomit, mit nach dem Hangenden zu häufigeren Einschaltungen von roten, mergeligen, glimmerführenden Schieferthonlassen von 10 bis 50 cm Mächtigkeit.

- ca 30 m Rote, geschichtete Mergel mit nach oben abnehmendem Glimmergehalt. Einzelne, gelbe Dolomitbänke sind eingeschaltet. Sie treten in der Mitte des Pakets zu einem 2 m mächtigen Komplex gelber, oolithischer Dolomite zusammen.
- 3 m Gelber, oolithischer Dolomit, Bankmächtigkeit im Durchschnitt 20 bis 30 cm, mit nach oben abnehmenden Einschaltungen roter Schieferlassen.
- 6-8 m Helle, sandige Dolomitmergel mit zahlreichen Brauneisenstreifen in s und stecknadelkopfgroßen Mangantupfen, gute Bankung mit Hellglimmer auf den Schichtflächen.
- 3 m Gelber, oolithischer Dolomit, Bankmächtigkeit im Durchschnitt 30 bis 50 cm.
- 5 m Rote, geschichtete Mergel mit Glimmer in s. Gelegentliche Einschaltung dünner, gelber Dolomitbänken.
- ca 7-8 m Wechsellagerung 1 bis 2 m mächtiger Pakete gutgebankter, gelber, oolithischer Dolomite mit roten, glimmerführenden Mergeln.
- ca 10 m Dünnschichtige Mergel mit Hellglimmer in s. Einzelne, gelbe Dolomitbänke sind eingeschaltet, die vor allem in der Mitte dieses Abschnitts zu 1 bis 2 m mächtigen Paketen zusammentreten.
- 35-40 m Wechsellagerung 1 bis 2.5 m mächtiger Pakete gutgebankter, gelber, oolithischer Dolomite mit 2 bis 6 m mächtigen Partien roter, untergeordnet auch grüngrauer, dünnschichtiger Mergel. Die Glimmerführung der Mergel nimmt nach dem Hangenden zu ab.
- ca 20 m Vorwiegend gut gebankte Dolomite, die im Liegenden noch gelb, kavernös, oolithisch ausgebildet sind. Dem Hangenden zu werden die Dolomite zunächst graugrün, luckig, zellig, danach hellgrau, violettgeadert, dicht. Untergeordnet sind 20 bis 50 cm mächtige, rote Mergelschiefer eingelagert, die zum Hangenden Abschluß zu einem 3 m mächtigen, sandigen, gutgebankten Dolomitmergelpaket zusammentreten.

Hangendes: Basiskonglomerat des Anis.

c) Der Gipsgehalt der Campiller Schichten

In vielen Übertageaufschlüssen ist ein Gipsgehalt der Campiller Schichten festzustellen. Er tritt im gesamten Kartierungsgebiet in den sandarmen, roten Dolomitmergeln der mittleren Abteilungen und außerdem in den obersten 30 bis 40 m

der gebankten Dolomite auf.

Den Anteil des Gipsgehaltes im Sediment auch nur annäherungsweise zu bestimmen, wird durch die teilweise recht starke Verwitterung und die damit verbundene Auslaugung vereitelt.

Im Gelände wurde die Anreicherung des Gipses oder ehemals gipsgefüllter Hohlräume an folgenden Örtlichkeiten festgestellt.

1. Crozzi Rossi (1.5 bis 2 km WSW Susa am E-Hang der Marzola)

Im mittleren Abschnitt der Campiller Schichten, in einer 20 bis 30 m mächtigen Zone sandarmer, glimmerreicher, roter, dolomitischer Mergeltone ist der Gips in 1 m mächtigen Partien als mm-starke handtellergroße Bändchen und Schmitzen eingelagert. Sie liegen stets schichtkonkordant, meist völlig eben. An vielen Stellen kann man in denselben Dimensionen Hohlräume finden, deren Wandung von nachträglich auskristallisierten haarfeinen Gipsnadelchen besetzt sind.

An einer tektonischen Aufschiebung (s. tekt. Teil) ist eine größere Anreicherung von weißem, rötlich geflammtem, dichtem Gips entstanden. Das Vorkommen ist am Hang als 3 bis 5 m breiter, 15 m noch sich zum Hang hinaufziehender Grat herauspräpariert. Die Fortsetzung zum Hangenden ist durch die Hangschuttüberdeckung verdeckt.

2. Boschetti Nicolini (2.5 km SE des Bahnhofs Trient)

Auch hier ist im mittleren Abschnitt der Campiller Schichten in vorwiegend sandarmen, glimmerreichen, roten dolomitischen Mergeln feinkörniger, weißer, selten lachsfarbener Gips innerhalb der dortigen Störungszone ausgeschieden. Das plastisch verformte Nebengestein (wellige Verformung bis vollständige Zerstörung des Schichtungs-s) ist von zahlreichen Gipslinien und -knollen gespickt.

Eine Partie gebankter Dolomite ist innerhalb einer 20 m breiten Störungszone teilweise stark zerruschelt, es ergibt sich eine Störungsbreccie, deren Grundmasse aus Gips besteht. Diese Breccie wechselt mit unzerstörten Blöcken innerhalb des Dolomits und mit Gipsstöcken horizontal innerhalb der Störungszone ab.

In den tektonisch nicht beanspruchten Mergeldolomiten konnte an dieser Stelle keine Einlagerung von Gips in den Schichtverband beobachtet werden.

3. Bachschlucht 800 m NE der Kirche Faedo

Durch die Schichtfolge der mittleren Campiller Schichten läuft eine Bruchlinie, die gleichzeitig die Schenkel eines Sattels verwirft. Die roten Mergeldolomite haben der tektonischen Beanspruchung nachgegeben und sind in den Satteln hineingequetscht worden. In den durchbewegten Teilen der roten Mergeldolomite

ist feinkörniger, weißer Gips in großen Augen und Knollen, meist in der Dimension von 1 bis 2 Kubikdezimetern, ausgeschieden.

Schichtkonkordante Einlagerungen von Gips konnten in den tektonisch nicht beanspruchten Teilen des Aufschlusses nicht beobachtet werden.

4. La Busa delle Piatte (WNW-Hang des Cheguls und das Gebiet zwischen Oltrecastello und Paso di Roncogno (Südhang des Monte Celva)

In diesen Gebieten ist die petrographische Beschaffenheit der hangenden 40 bis 50 m der oberen Campiller Schichten anders als in den oben beschriebenen Aufschlüssen Terra Rossa und Brusadi/Faedo. Die Dolomite dieses Schichtkomplexes sind hier nämlich meist nach Art der Raibler Rauhwacken ausgebildet.

Sie sind durchwegs massig-grobgebankt, haben hellgraue bis hellgelbe Farbe und luckig-zelliges Gefüge. Es sind nur ganz geringmächtige, dunkelgraue bis grüngraue Mergelassen in die Abfolge der Bänke eingeschaltet.

In unverwittertem Zustand wurden diese zelligen Dolomite anstehend nicht gefunden. Lediglich als Baustein in einem Sommerhaus bemerkte ich diese Ausbildung des Dolomits, bei welchem die Hohlräume teilweise mit Gipsgrus erfüllt waren.

Es liegt also der Schluß nahe, daß in unverwittertem Zustand die Hohlräume dieser kavernös-zelligen Dolomite von Gips ausgefüllt sind.

2. Skythisch - anisische Übergangsbildungen

Mit dem Anis beginnt die heteropische Differenzierung der alpinen Trias. Das wirkt sich im Gebiet von Trient dahingehend aus, daß im Kartierungsgebiet südlich der Fersina über den Werfener Schichten rasch eine kontinuierliche Serie anisisch-ladinisch-norischer Dolomite einsetzt, während im Gebiet von Faedo innerhalb des Anis ein allmählicher Übergang von klastisch-pelitisch zu rein chemischer Sedimentation erfolgt. Für dieses Gebiet ist das Vorherrschen basaler Konglomeratserien typisch, die nach S hin dann stärker zurücktreten.

Diese Konglomeratserien sind in Judikarien allgemein bekannt und werden hier als Basalbildungen der anisischen Stufe zugerechnet.

Da jedoch in den Standardprofilen des Raumes Faedo die typischen Fazieselemente der skythischen Stufe (rote Mergel und Tone) noch über die obersten Konglomeratbänke um etwa 10 m ins Hangende greifen, soll dieser Schichtkomplex allgemein als eine skythisch-anisische Übergangsbildung betrachtet werden. Zu einer genaueren stratigraphischen Einstufung fehlen noch die entsprechenden Fossilfunde.

Beschreibung der Schichtfolge

a) Südlich der Fersina Mächtigkeit 80 bis 100 m

- Aufschlüsse: Ostflanke des Chegul-Massivs bei Terra Rossa:
NNE-Hang des Spiazo Grande, 700 m südlich des Spiazo Grande.
- Liegendes: 0.5 bis 1 m mächtige Konglomeratlage, aus 10 bis 30 cm wechselnd mächtigen Bänken bestehend. Die Gerölle sind meist zwischen 1 mm und 1.5 cm groß, sie bestehen oft aus gelblichem, teilweise oolithischem Dolomit der unterlagernden Campiller Schichten, seltener aus dunkelgrauem bis hellgrünlich-grauem, sehr hartem und dichtem Dolomit. Das Bindemittel ist sandig-dolomitisch.
- Hangendes: Es folgt im Hangenden die 80 bis 100 m mächtige Serie zunächst dunkelgrauer, nach oben immer heller werdender, gebankter Dolomite. Bankmächtigkeit von 20 cm im Liegenden auf 2 m im Hangenden ansteigend. Die Grenzziehung zum hangenden ladinischen Dolomit wurde wieder nach der lithologischen Ausbildung angenommen: Die Basis des Ladin erscheint leicht rötlich geadert und massig.

b) Im Gebiet von Faedo. Mächtigkeit ca 100 m

- Aufschlüsse: Vor allem SSE-Hang des Brusadi (stellenweise gesamte Schichtabfolge entblößt). E und NE-Hang des Monte Corona (stellenweise die untere, oft die obere Schichtabfolge aufgeschlossen). NW-Hang des Monte Corona (nur oberer Teil der Schichtabfolge erschlossen).

Die Abfolge der Schichten vom Liegenden zum Hangenden:

- 18.5 m Basale Konglomeratserie.
Wechselagerung von Konglomeratbänken mit teilweise feinschichtigen, roten, sandigen Mergeln. Die Geröllführung wechselt sowohl von Bank zu Bank als auch in Streichen der gleichen Bank.
- Im Durchschnitt wurden auf 1 m² die Anschnitte von 10 Geröllen gezählt, deren Längsachse mehr als 5 cm (maximal 20 cm) maß. Die meisten Geröllkomponenten haben einen Korndurchmesser zwischen 1 und 2 cm. Die Gerölle sind gut gerundet und meist gut mit ihrer Längsachse in s eingeregelt. Es konnte kein richtungsmäßig beständiger Anstellwinkel zwischen Gerölllängsachse und s-Fläche festgestellt werden.

Die Konglomeratkomponenten werden eindeutig aus den Dolomiten der unterlagernden Werfener Schichten gebildet. Es handelt sich um grüngelbe, ockergelbe oder graue, meist feinkörnige Dolomite mit unterschiedlichem Sandgehalt; einzelne Gerölle zeigen oolithische Struktur.

Diese basale Konglomeratserie gliedert sich wie folgt:

- 90 cm Konglomerat
- 300 cm roter, sandiger Dolomitmergel
- 40 cm Konglomerat
- 120 cm rotvioletter Dolomit; Bankmächtigkeit ca 50 cm
- 40 cm gelber, dichter Dolomit; Bankmächtigkeit ca 20 bis 30 cm
- 500 cm rote und gelbe sandige Dolomite
- 180 cm Konglomerat
- 80 cm gelber, sandiger Dolomit; Bankmächtigkeit ca 10 cm
- 60 cm roter, weicher, sandiger Mergdolomit
- 80 cm gelber, sandiger Dolomit mit flachen Konglomeratlinsen und feinen Horizonten von Kalk- und Dolomitgeröll
- 250 cm Konglomerat
- 30 cm 4 Bänke von 5 bis 7 cm Mächtigkeit, sandig-dolomitisch. Sie haben an ihrer Basis grobsandige Einsprengungen. Eine Bank von 6 cm Mächtigkeit im Hangenden ist dolomitisch-feinsandig, mit vielen Suturen in s.
- 80 cm Konglomerat

- 0.08-0.10 m Sandige, braungelbe Dolomitbank mit wenigen, kleinen Kalkgeröllen, die im liegenden Abschnitt eingestreut sind.
- 2.50 m Grau- bis braungelbe, schlecht gebankte, starksandige Mergdolomite mit Glimmer in s und zahlreichen dünnen Zwischenlagen roter, sandiger Tonmergel, welche das Schichtpaket rot färben.
- 0.40 m Einige härtere, gelbe, sandige Dolomitbänke mit gelben Dolomitmergelzwischenlagen; z. T. vom jetzt Hangenden rot gefärbt.
- 2.50 m Roter, mürber sandiger Dolomitmergel mit Glimmer in s, teilweise gelbfleckig.
- 6.00 m 20 bis 40 cm mächtige, rote, sandige Tonmergel.
- 1.50 m Grüngraue, wenig sandige, schiefrige Mergeltone.

70.00 m Mittelbankige Dolomite, die gelbe und grünliche, geringmächtige, nach oben noch abnehmende, mergelige Zwischenlagen besitzen. (Durchschnittsmächtigkeit der Mergel im Liegenden der Partie: 30 bis 50 cm, im Hangenden 1 bis 2 cm.)

Die Dolomitbänke gewinnen im oberen Drittel dieser Partie eine immer regelmäßigere Mächtigkeit (ca 6 bis 12 cm), sie werden gleichzeitig nach oben immer sandärmer und feinkörniger. Ihre Farbe wechselt von sandgelb zu hechtgrau, die feinkörnigen, sehr gut gebankten Dolomite im Hangenden haben dunkle, bituminöse Flecken. Sie brechen splitttrig-scherbig.

3. Der anisisch-ladinisch-norische Dolomitkomplex

Die Ablagerung der mächtigen Triasdolomitserien beginnt in unserem Gebiet im Anis und hält während der gesamten Trias an. Da diese Dolomitkomplexe in unserem Gebiet keine Fossilien führen, bestand die Notwendigkeit, den Schichtkomplex nach den faziellen Besonderheiten in der herkömmlichen Art zu gliedern.

Nach TRENER (1933) und KLEBELSBERG (1935), welche beide für unser Gebiet den Übergang von Mendel- zum Schlern-Dolomit als fließend angeben, erscheint es gerechtfertigt, den faziellen Übergang gebankter anisischer Dolomite (Mendeldolomite) in den ladinischen, manchmal rot geaderten Riffkalk (Schlerndolomit) als untere Grenze des Ladin festzulegen. Auf Grund von Fossilfunden im nördlich angrenzenden Gebiet, liegt dieser Faziesübergang zwar im allgemeinen stratigraphisch höher, nämlich im unteren Ladin, doch möchte ich auf die hier ausgesprochen geringe Mächtigkeit der gebankten "Mendeldolomit"-Fazies hinweisen, welche vielleicht eine Folge der in unserem Gebiet früher einsetzenden Riffkalkbildung ist.

Diese fazielle Grenze erwies sich als relativ beständiger Leithorizont und konnte zur Schichtgliederung verwandt werden.

a) Mendeldolomit (Anis)

Der Dolomitkomplex der anisischen Stufe wird, wie im vorigen Kapitel schon dargelegt wurde, von 70 m (Faedo) bis 100 m (südlich der Fersina) mächtig. Er besteht aus dunkel- bis lichtgrauem, dichtem, gutgebanktem Dolomit. Die Bankmächtigkeiten bewegen sich zwischen 20 cm im liegenden Teil und 2 m im hangenden Abschnitt.

b) Schlerndolomit (Ladin)

Die ladinische Stufe besteht in unserem Gebiet nur aus massigem bis grobge-

banktem, grauem bis gelbbraunem dichtem Dolomit. Es tritt eine basale Partie von ca 100 m Mächtigkeit durch besondere Massigkeit und Kleinklüftung (splitt-rig!) hervor, nach oben nimmt der ladinische Dolomitkomplex langsam eine grobe Bankung an. Innerhalb der basalen Partie ist das Gestein rotgeadert, dunkelgrau bis graubraun und feinkörnig, es wittert an Klüftflächen gelblich an. Nach dem Hangenden zu wird das Gestein heller, feinkristallin, mit zuckerkörnigem Bruch. Die Gesamtmächtigkeit beträgt ca 480 bis 500 m.

Die karnische Stufe ist innerhalb meines Kartierungsgebiets weder faziell noch paläontologisch zu belegen. Auch weiter im Süden, wo VACEC (1897) und TRENER (1933) am Südhang des Chegul auf ihre Karten karnische bituminöse Mergelschiefer (TRENER 1933) angeben, konnten diese trotz vorzüglicher Neuaufschlüsse (an der neuen Straße nach Vicenza) nicht gefunden werden. Dagegen ist im Val Gola jenseits der Etsch im SW Trients (s. Diss. PICHLER 1957) die karnische Stufe wieder faziell gut ausgebildet. In unserem Gebiet vollzieht sich stattdessen auf ca 50 m bei vorherrschender Dolomitsedimentation ein allmählicher fazieller Übergang vom massigen Ladindolomit zum typischen südalpinen, gebankten Hauptdolomit (Dolomi a principale, KLEBELSBERG, 1935, TRENER 1933).

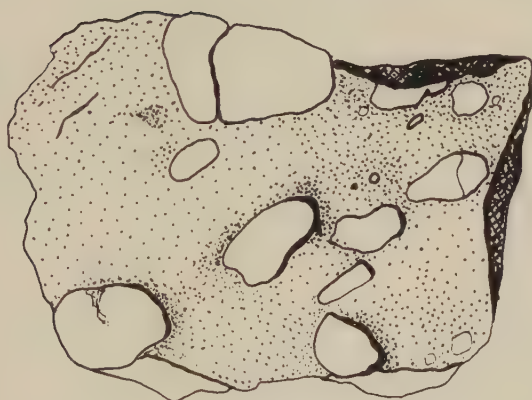
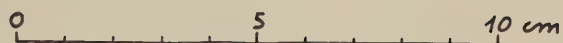
c) Hauptdolomit (Nor)

Die norische Stufe zeigt bei uns eine ausgeprägte Dolomitkalkfazies. Das Gestein ist hellgrau bis weiß, von zuckerkörnigem Bruch und wittert weiß an. Bei näherer Betrachtung fällt, ähnlich wie beim Dachsteindolomit der Dolomiten (KLEBELSBERG 1935, S. 368), öfters die Bildung kleiner Hohlräume mit Kalkspatfüllung (Fossilspuren?) auf. Der ganze Komplex ist gut gebankt, die Durchschnittsmächtigkeit der Bänke beträgt 30 cm bis 1 m. Dem Hangenden zu wird das Paket kalkiger und massiger. Das Nor tritt bei uns, ähnlich wie in den Dolomiten, morphologisch in der Landschaft besonders als Gipfelbildner (Chegul-Marzola-Massiv) und in schroffen Wänden hervor.

Der norische Dolomit verwittert grusig zu eckigem, kleinstückigem Schutt. Seine Gesamtmächtigkeit beträgt ca 400 bis 500 m.

Die rhätische Stufe scheint in unserem Bereich nicht ausgebildet zu sein, wie die transgressiven Basalbildungen des unteren Jura zeigen (s. unten).

Taf. 6



Handstück der Basisbreccie des Jura.

IV. JURA UND KREIDE

Da die Gesteine der Jura- und Kreideformation in meinem Gebiet nur lokal in einigen wenigen Vorkommen ungünstig erschlossen sind, konnte eine detaillierte fazielle und stratigraphische Gliederung nicht vorgenommen werden. Im nördlich anschließenden Gebiet der "Calisio-Tiefscholle" hat jedoch PICHLER (1957) den jurassisch-kretazischen Schichtkomplex eingehend paläontologisch und stratigraphisch bearbeitet. Ich kann mich deshalb darauf beschränken, die Schichtfolge kurz zu beschreiben.

1. Triadisch-jurassische Grenzbildung

Die kalkige Sedimentation des Jura beginnt im Gebiet südlich der Fersina mit einer konglomeratischen Breccie. Die Mächtigkeit dieser Basisbreccie beträgt 0.5 bis 1 m, sie ist folgendermaßen ausgebildet:

In weißgelblicher, kalkiger Grundmasse schwimmen vereinzelt unregelmäßig geformte, kantengerundete bis scharfkantige Brocken eines weißen, porösen oder hellgrauen, dichten Dolomit-Kalkes, seltener sind rein dolomitische Brocken. Der größte Längsdurchmesser übersteigt selten 3 cm, meist beträgt er ca 1 cm. Die Zwischenräume dieser größeren Komponenten sind mit feinklastischem, kalkigem Detritus erfüllt (Taf. 6). Dem Aussehen nach handelt es sich meist um Gerölle des norischen Dolomitkalkes.

Diese konglomeratische Breccie wurde nur an einer Stelle, nämlich dem WSW-Hang des Mte. Celva erschlossen gefunden und scheint damit zu den Vorkommen am Mte. Calisio im benachbarten Arbeitsgebiet von PICHLER (1957) hinzuleiten.

Ähnliche Bildungen sind in den Südtiroler Dolomiten sehr verbreitet (KLEBELSBERG 1935, (S. 370), MUTSCHLECHNER 1932). Sie werden hier als geringmächtiger Aufarbeitungshorizont rhätischer Kalke und norischer Dolomite erklärt.

2. Unterer Jura (Lias)

Aufgeschlossene Mächtigkeit: ca 80 m.

Über der geringmächtigen Grenzbildung setzen massige bis dickbankige, nach oben hin mittelbankige weiße bis cremegelbe, grau anwitternde dichte Kalke ein. Es kommen einzelne bis zu 10 cm mächtige gelbliche Mergelbänder vor. Diesen Fazieskomplex bestimmte H. PICHLER (1957) im nördlich der Fersina anschließenden Gebiet auf Grund von Fossilien als Mittleren bis Oberen Lias.

3. Oberer Jura (Malm)

Aufgeschlossene Mächtigkeit: 30 m.

Der Obere Jura beginnt südlich der Fersina im Liegenden mit massigen bis dickbankigen, rosafarbenen Kalken mit wulstigen, knolligen Schichtflächen. In höheren Horizonten wurden geringmächtige Einschaltungen rötlicher, hornsteinführender Mergelkalke in jetzt reinweißen Kalk- und Dolomitbänken gefunden. Auf Grund der im nördlich anschließenden Gebiet gefundenen Fossilien wurde dieser Komplex als Kimmeridge und Tithon erkannt (PICHLER 1957 und TRENER 1933).

4. Oberkreide (Scaglia)

Aufgeschlossene Mächtigkeit: ca 100 m.

Über den Tithonkalken sind konkordant rote, regelmäßig dünnbankige Kalke und Mergelkalke aufgelagert, welche in wechselnder Verteilung rote Hornsteinkauern eingeschaltet enthalten. Die Mergelkalke sind faziell nicht von den spärlichen, in die Abfolge des Oberen Jura eingeschalteten Mergelkalkbänken zu unterscheiden.

Fossilfunde im nördlich anschließenden Gebiet ermöglichten es PICHLER (1957) den Schichtkomplex eindeutig als "scaglia" ins Senon zu stellen.

V. TERTIÄR

Basaltischer Tuff und Basalt des Eozän

Südöstlich und östlich der Ortschaft Oltrecastello und 300 m südlich von Ponte alto (an der Fersina) überlagern basaltische Tuffe die Mergelkalke der Scaglia.

Die basaltischen Tuffe haben eine Mächtigkeit von maximal 15 m; in die mittelkörnige, braungrüne Grundmasse sind auffällig viel olivinreiche, basaltische Bomben und (teilweise gefrittete) gerundete Kalk- und Dolomitfragmente des Untergrundes eingebettet. Meist handelt es sich hierbei um Jura- oder Kreidekalke. Zahlreiche, bis zu 4 cm mächtige Kalkspatgäנגchen durchadern die Tuffe.

Zwischen Rivo-Salé-Schlucht (1 km SW von Trient) und Bahnhof Povo sind drei, bei Oltrecastello ein Basaltschlot aufgeschlossen. Bei Oltrecastello ist der Zusammenhang mit den Tuffen noch vorhanden:

Blasierter, lavaartiger Basalt verzahnt sich am Oberrand des Schlotes mit dem Tuff. Der Basalt zeigt aus allen Vorkommen u. d. M. denselben Mineralbestand; Es handelt sich um einen dichten Olivin- und Titanaugit-reichen Basalt mit hohem Glasgehalt.

Über den pyroklastischen Tuffen sind im Gebiet südlich der Fersina keine tertiären Sedimente aufgeschlossen: im nördlich angrenzenden Gebiet (Mte. Calisio-Scholle) kommen sie jedoch reichlich vor. Nach PICHLER 1957 handelt es sich um graubraune, pyritreiche Mergelkalke des untereozänen "Spilecciano", um sandige Nummulitenkalke des mitteleozänen "Lutet" und um Kalkmergel und Fossilschuttkalke des obereozänen "Priabon".

VI. DILUVIUM UND ALLUVIUM

1. Ältere Moräne (Mindel-Riss?)

2.5 km SSE von Trient an der Bahnlinie nach Venedig, 200 m NW des Gehöfts Malpensata, ist eine stark verfestigte Moränenbildung aufgeschlossen. Sie überlagert diskordant die dort ebenfalls aufgeschlossenen, roten Werfener Schichten.

Die Moräne besteht in der Hauptsache aus fein- bis mittelkörniger, lehmig-kalkiger Grundmasse, in die relativ wenige, nuß- bis faustgroße, stark gekritzte, kantengerundete Geschiebe eingesprengt sind. Die Geschiebe bestehen meist aus den in der Nähe anstehenden, mesozoischen Kalken und Dolomiten. Quarzphyllitkomponenten, Porphy- und Gneisgeschiebe wurden dagegen selten beobachtet.

2. Interglaziale und glaziale Breccien

Im Gebiet um Trient treten verschiedentlich diluviale Breccien auf (s. auch PICHLER 1957, SCHULTZE-WESTRUM 1958), die bisher als ein genetisch einheitlicher Komplex angesehen wurden.

- a) Aufschluß an der Bahnlinie, 2.5 km SSE von Trient: Auf der eben beschriebenen älteren Moräne liegt eine rötlich gefärbte Breccie. Ihre Grundmasse besteht aus fein- bis grobkörnigem, dolomitsich-kalkigem Detritus. Dieses Zwischenmittel verkittet mm- bis cm-große, scharfkantige Brocken des hangwärts im Untergrund zu vermutenden Gebirges: Gelbe, oolithische, kavernöse Dolomite der Werfener Schichten, rote, gequetschte Fladen von glimmerreichem Werfener Schieferton sowie weiße und graue ladinisch-norische Kalk- und Dolomitbrocken.

Da diese Breccie teilweise von jüngerer Moräne überlagert wird, ist ihre Altersstellung als "Interglaziale Breccie" kaum zweifelhaft. Bei den nachfolgend beschriebenen, (?) diluvialen Breccien fehlt eine Überlagerung durch Moräne.

b) Aufschluß am Westhang des Chegulrückens:

Am Westhang des Chegul-Rückens überlagern die Reste eines alten verfestigten Hangschuttkegels oberhalb des Ortes S. Rocco die dort anstehende Felskante gesimsartig in etwa 600 m NN auf über 1 km streichender Erstreckung. Die Mächtigkeit der Breccie beträgt kaum 20 m. Die Breccie besteht aus kleinstückigem Schutt des Ladin und Nor. Die Schuttbrocken sind durch weißen Sinterkalk verkittet.

c) Aufschluß am Osthang des Chegul-Rückens:

Ein anderes Breccienvorkommen am Osthang des Chegul-Rückens, in ca 1150 m NN, füllt eine flache, morphologische Senke aus. Die Mächtigkeit der Breccie kann stellenweise, wo der unterlagernde Dolomit aufgeschlossen ist, direkt mit 3 bis 6 m ermittelt werden.

Die Breccie besteht aus kleinstückigem Schutt der dort anstehenden ladinischen Dolomite. Das Zwischenmittel wird von feinkörnigem, gelbbraunem Kalk gebildet, der die grobklastischen Komponenten so fest verbindet, daß sie beim Anschlagen nicht mehr nach ihrer Umgrenzung, sondern mitten durch brechen.

3. Jüngere Moräne (Würm)

Jüngere Lockermoräne füllt ausschließlich als Grundmoräne die morphologischen Senken zwischen dem Chegul- und dem Montecelva-Massiv aus; kleinere Moränenreste, erratische Blöcke, gekritzte Geschiebe können allerorts unterhalb der 1200 m-Höhenlinie gefunden werden.

Der Moränenschutt besteht aus gutgerundeten, weißen Kalken und Dolomiten und aus den verschiedensten Porphyrvarietäten. Anteilmäßig ist Kristallin und Sediment nahezu gleichwertig vertreten und in die meist lehmige Grundmasse eingebettet. Sehr selten findet man Quarzphyllit, Quarzitkonglomerat-, Gneis- und Amphibolit-Brocken in den Moränenablagerungen.

Die meisten Geschiebe haben einen Durchmesser von 10 bis 20 cm. Es finden sich aber auch tonnenschwere Blöcke. Am westlichen Hauptweg zum Monte Celva-Gipfel liegt z. B. in 700 m Höhe ein gutgerundeter Porphyrblock von 3 m Durchmesser.

Spuren einer lokalen Vergletscherung konnten in unserem Gebiet nicht festgestellt werden.

4. Terrassenschotter

Bei Povo und östlich von Roncogno sind Schotterterrassen verbreitet, die, nach Lagerungsverband und Geröllbestand zu urteilen, sehr ähnliche Bildungen darstellen.

Meterdicke Lagen von groben Geschieben wechseln mit fein- bis grobsandigen, dm-dünnen Lagen ab.

Die Schotterterrasse bei Povo wurde durch den Bau einer neuen Straße mit 20 bis 30 m Mächtigkeit aufgeschlossen.

Die Schottermächtigkeiten östlich von Roncogno sind nicht zu ermitteln; der Abfall ihrer Terrassenkante beträgt nur 2 m.

In beiden Fällen scheint es sich um die Auffüllung lokaler Staubecken durch umgelagertes Moränenmaterial vor dem zurückschmelzenden Gletschereis zu handeln.

5. Postglazialer Hangschutt und Schuttfächer

Rund um den Chegul liegen gürtelförmig steile Blockschutthalden. Sie reichen im Osten und im Westen bis ins Tal und bilden dort flache Fächerenden aus kleinstückigem Schutt.

Der große Schwemmfächer von Susa zeigt eine modellartig regelmäßige, halbkreisförmige Umgrenzung mit einem stetigen Böschungswinkel von 70° . Er überlagert mit seinem Nordende die Schotterterrasse östlich Roncogno.

Der Schutthaldengürtel auf der W-Flanke des Chegul-Massivs zieht sich als geringmächtiger Schleier über das sanft abfallende Gelände; er läßt teilweise den Untergrund frei: Moräne, interglaziale Breccie, mesozoische Sedimente.

Die Hangschuttbildungen des Monte Celva setzen sich dagegen größtenteils aus einzelnen, kleineren, steilen Blockschutthalden zusammen.

B. TEKTONIK

I. TEKTONISCHER KRÄFTEPLAN DER UMGEBUNG DES KARTIERUNGSGEBIETES

Das dominierende Element im Westen der Etsch ist die SSW - NNE verlaufende Judikarische Störungszone. Der eigentlichen Judikarienlinie sind gegen das Etschtal zu noch eine Reihe weiterer Parallelstörungen vorgelagert (Bondone-Falte, Molveno-Synklinale). In dieser Richtung verlaufen auch Schuppengrenzen, die eine Aufschiebung der starren Triaskalkplatten (über Jura - Kreide - Tertiär) gegen Osten hin zeigen.

Im Norden und Nordosten herrschen E-W verlaufende Störungsrichtungen vor. Sie dominieren sowohl im Bereich der Südtiroler Dolomiten (OGILVIE-GORDON 1899, 1903, 1910; KLEBELSBERG 1935) als auch am Südrand der Quarzporphyrplatte gegen die Sedimentkomplexe des Vicentinischen Gebirges hin (Belluno - Valsugana Linie).

Vom Süden her, aus dem Raume Schio-Vicenza ziehen NW-SE streichende Bruchzonen gegen den Trienter Raum.

Im Schnittpunkt dieser drei regionalen Störungsrichtungen liegt unser Arbeitsgebiet, welches sich mit seinen lokalen Störungen in diesen großtektonischen Rahmen einfügt.

Seit MOJSISOVICS (1879) und SUESS (1885) ist das tektonische Bild von Südtirol in seinen Grundzügen vollendet. Es ist das Bild einer Bruchschollentektonik. Die einzelnen Schollen sind im wesentlichen an langen Bruchzonen von recht konstanter Richtung gegeneinander bewegt, die meist an latente "Schwäche-zonen" gebunden sind.

Diese Schwächezonen bestehen sowohl an Grenzen im kristallinen Sockel des Untergrunds (VARDABASSO 1926) (und 1931), als auch an Grenzen besonders fester Krustenteile des Oberbaus, wie sie z. B. durch lokale Einschaltungen mehrerer hundert Meter mächtiger Porphyrrplatten in das Sedimentpaket auftreten.

Aus der flach-schüsselartigen Gestalt des gesamten Dolomitengebietes, den Aufschiebungen einzelner Schollenteile vor allem an den 90° verlaufenden Störungslinien, den lokalen Faltungen der plastischen Perm-Untertriassedimente und den meist Ost-West-verlaufenden Synklinal- und Antiklinalformen, schloß man (OGILVIE-GORDON 1899, 1903, 1910; KLEBELSBERG 1935) auf einen Zusammenschub des Südtiroler Dolomitengebietes in S-N-Richtung gegen die granitischen Massen des periadriatischen Bogens hin.

Die Untersuchungen von VARDABASSO (1926, 1928, 1932) erwiesen dagegen für die Quarzporphyrplatte des Trentins ein Vorherrschen von Abschiebungen an Störungen der judikarischen Richtung, z. B. an der Trudener Linie. Daraus ergäbe sich eine großtektonische Zerrung unseres Raumes in WNW-ESE-Richtung. Die Porphyrrplatte ist an ihrem südlichen Rand zwar aufgebogen, jedoch können hierbei größere Aufschiebungen in N-S-Richtung nicht mehr beobachtet werden.

Der wesentliche Faktor für den lokalen tektonischen Bau des Trienter Raumes ist der Wechsel in der kristallinen Unterlage der mesozoischen Kalkkomplexe. Die relativ starre Quarzporphyrplatte keilt nach Süden hin auf der Höhe der Fersina unvermittelt rasch aus. Damit wird südlich der Fersina der mobile Quarzphyllit das

tragende Element im Untergrund. Dadurch ist der beinahe abrupte Wechsel zwischen der Bruchschollentektonik im Norden (Calisio-Hochfläche bis Dolomitengebiet) und der engräumigeren Bruchfaltentektonik im Süden (Calisio- und Celva-Scholle) bedingt.

II. TEKTONISCHE STRUKTUR DES KARTIERUNGSGEBIETES

1. Beschreibung der tektonischen Strukturelemente

Ein Blick auf die tektonische Übersichtskarte (Beilage 4) zeigt, daß das kartierte Gebiet von mehreren großen Störungen durchzogen wird, die das Gebiet in Schollen zerlegen.

Von den Störungen fällt vor allem die Celva-Störung ins Auge. Sie durchschneidet den nördlichen Teil des Kartierungsbereichs in E-W-Richtung. Sie beginnt im Westen im Fersinaflußbett südlich des Dolomitrückens von S. Agata, zieht über den Roncogno-Paß zwischen Mte. Celva und Chegul hindurch und mündet im Osten des Kartierungsgebiets wieder im Tal der Fersina. Diese Verwerfung hat eine Sprunghöhe zwischen 500 m im W und einigen Zehnermetern im E.

Nördlich der Celva-Störung liegt das Einbruchsgebiet des Mte. Celva - Mte. Calisio. Die nordöstliche Begrenzung dieser dreieckigen "Tiefscholle" wird durch die 135° streichende "Calisio-Störung" gebildet, die von Lavis im Etschtal im Norden nach Roncogno in südwestlicher Richtung zieht und dort ins Fersinatal einmündet. Die Westgrenze dieses Einbruchsgebiets bildet der Abbruch des Etschtals.

Wir unterscheiden in unserem Gebiet fünf Haupt-Schollenbereiche:

Chegul-Scholle, Ostscholle, Westscholle,
Störungszone von Pso. Roncogno,
Celva-Scholle.

Südlich der markanten Celva-Störung schieben sich von Westen und Osten zwei kleinere Schollen ("Ostscholle" und "Westscholle") auf eine große zentrale Hauptscholle, die "Chegul-Scholle" auf.

Nördlich der Celva-Störung liegen zahlreiche Kleinschollen vielfach gegeneinander versetzt und gekippt. Ihre Verstellung zueinander zeigt an, daß Abschiebungen nach N stattgefunden haben. Diese zahlreichen, der Celva-Störung unmittelbar nördlich benachbarten Kleinschollen werden zu einem Schollenbereich zusammengefaßt, der "Störungszone von S. Agata - Pso. Roncogno".

Nach N schließt dann die "Celva-Scholle" an. Sie bildet den E-W ziehenden Bergkamm des Mte. Celva.

Das stratigraphische Inventar der Schollen ist unterschiedlich: Nördlich der Celva-Störung liegt über der permischen Tuffserie die Sedimentabfolge bis zur Kreide und dem Tertiärtuff. Südlich der Celva-Störung liegt, vorwiegend über dem wesentlich plastischeren Quarzphyllit, die Schichtabfolge vom Perm bis zum Hauptdolomit.

Stratigraphisches Inventar und gegenseitige Position der Schollen gehen schon größtenteils eindeutig aus den Profilschnitten I - III (Beilage 5) und 1 - 11 (Beilage 6) hervor.

a) Die Chegul-Scholle

Im Osten, Norden und Nordwesten wird die Chegul-Scholle von starken Verwerfungen umgrenzt; die Westgrenze liegt unter den Schottern des Etschals. Während ihr östlicher und nordöstlicher Rand schüsselartig aufgebogen ist, bildet die Scholle im Westteil ein flaches, undeutliches Gewölbe mit etwa NS-verlaufender Achse (s. Profil III, Beilage 5). Sie ist in sich wenig gestört, nur im NW-Teil besteht ein kleiner tektonischer Graben, der als Querabschiebung infolge des Abtauchens der Gewölbeachse entstanden sein dürfte.

Das stratigraphische Inventar der Scholle reicht von der Unterlage des Quarzphyllits, der im N und E zu Tage ausstreicht, über permische Tuffserien, Grödener Sandstein und Bellerophonschichten mit der beschriebenen triassischen Schichtabfolge bis ins Nor. Die mächtige Platte des ladinischen Dolomits baut den morphologischen Hauptanteil der Chegul-Scholle auf; dabei bildet das Nor den Gipfelkamm des Chegul (1472 m NN).

Dem Kluftdiagramm 1 ¹⁾ (Taf. 6 Diagramm 1) im Ladindolomit nördlich des

- 1) Zur Darstellung der Klüfte wurde die Methode von SCHMIDT-THOME (1950) verwandt. In einem Diagramm werden die Lagen der Polpunkte von Klüften und Störungen in jeweils einem Aufschluß in der oberen Lagenkugel wiedergegeben. Es bedeutet:
- punktiert: mehr als 1 %
 - schräffiert: mehr als 3 %
 - kariert: mehr als 5 %
 - schwarz ausgefüllt: mehr als 10 %

der Klüfte entfallen auf ein Flächenprozent des Diagramms. Es bedeutet: s_m = mittleres Streichen und Fallen.

Die Klüfte werden auf 1° genau gemessen. In den Kluftrosen sind jedoch immer 5° zusammengefaßt worden. Die Länge der Strahlen gibt an, wieviel Prozent der Klüfte in eine bestimmte Richtung streichen. Wird der Umfangskreis des Diagramms überschritten, so bedeutet dies, daß mehr als 10% der Klüfte in eine bestimmte Richtung streichen. Die Gradangaben an den Spitzen der Strahlen beziehen sich auf das Streichen der Klüfte.

Es bedeutet s_m = mittleres Streichen.

Tafel 6

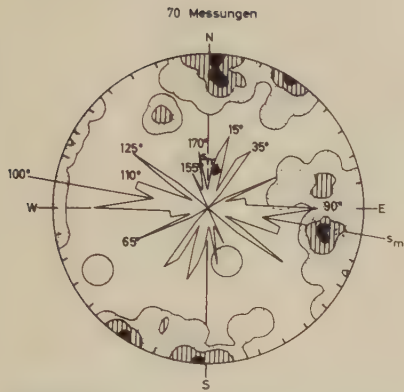


Diagramm 1

Besetzung: >1 - 3 - >5%

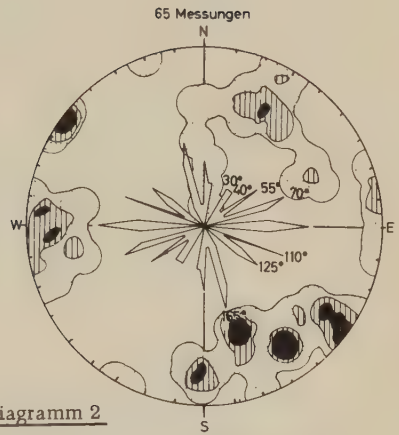


Diagramm 2

Besetzung: >1 - 3 - >5 %

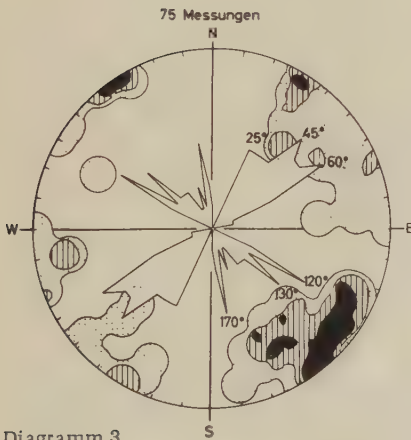


Diagramm 3

Besetzung: > 1 - 3 - 5 - >10%

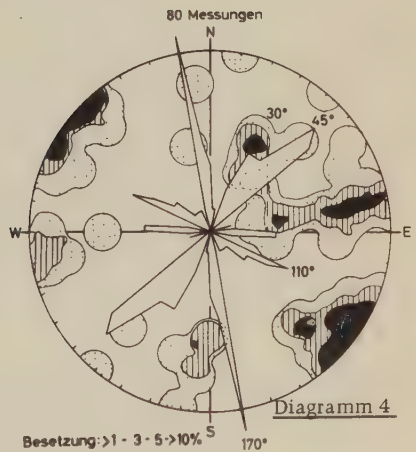


Diagramm 4

Besetzung: >1 - 3 - 5 - >10%

Chegul fehlt ein eindeutiges Maximum. Die Klüfte sind auf die 15° -, 35° -, 65° -, 90° -, 110° -, 125° -, 155° - und 170° -Richtungen mit annähernd gleicher Häufigkeit verteilt, also auf diejenigen Richtungen, die in unserem Gebiet auch von den Großstörungen betont werden. Die Klüfte stehen meist saiger, die Lagerung der Schichten ist praktisch söhlig.

Ähnlich ist es bei dem Kluftdiagramm 2 (Taf. 6 Diagramm 2) aus dem permischen Tuffschlot oberhalb des Ortes Pantré (Crozzi di Sarcinazzo). Auch hier sind die Klüfte mit gleicher Häufigkeit auf die bekannten Richtungen verteilt. Jedoch ist ihr Einfallen flacher, es liegt vor allem für die 55° - bis 70° -Klüfte bei 55° bis 70° SE. In beiden Kluftdiagrammen ist vorwiegend nur der Stress, der latente Spannungszustand des Gebirges, in den relativ starren Kalkkomplexen abgebildet worden.

b) Die Ostscholle

Die Ostscholle grenzt entlang ihres W-Randes mit einer steilen Bruchlinie an die Chegul-Scholle, im Norden an die Celva-Scholle. Im Osten liegt die Grenze unter den Alluvionen des Tales von Pergine-Caldonazzo-See.

Die Ostscholle ist auf die Chegul-Scholle an einer 170° streichenden Störung mit mindestens 100 m Verwurfschöpfung nach W aufgeschoben. Die Nordgrenze bildet die E-W-streichende Celva-Störung. Eine zur Celva-Störung 300 m weiter südlich parallel verlaufende Verwerfung schneidet den Nordzipfel der Ostscholle ab. Dieser Teil ist gegenüber dem Hauptteil der Ostscholle um ca. 600 m abgesunken und, wie die Celva-Scholle, nach SE um 45° gekippt. Der Hauptteil der Ostscholle besteht aus Quarzphyllit mit geringen Resten von Kristalltuffüberlagerung; im abgesunkenen Nordteil liegt über dem Quarzphyllit noch Agglomeratischer Tuff und die Sedimentabfolge bis in die unteren Campiller Schichten.

Das Kluftdiagramm 3 (Taf. 6 Diagramm 3) zeigt die Hauptklufttrichtung des Quarzphyllites im S-Teil der Ostscholle, gemessen in einem Steinbruch bei Pianezza.

Es besteht eine auffällige Häufung der Klüfte in der 25° - bis 60° -Richtung. Diese Klüfte fallen fast alle steil nach SE ein.

Das Kluftdiagramm 4 (Taf. 6 Diagramm 4) wurde im Diabas bei S. Vito aufgenommen. Es zeichnet sich durch ein klares Maximum bei 170° aus. Die 110° - und 45° -Spitzen deuten ein symmetrisches Scherflächenpaar zu einer jüngeren Scherbewegung in der 170° -Richtung (NNW, also parallel der Schollengrenze) an.

In den drei Kluftdiagrammen 2, 3 und 4 fällt das übereinstimmende Maximum von 30 bis 70° streichenden, 50 bis 90° E fallenden Kluftflächen auf. Typisch ist, daß dies Maximum in dem kleinen, kompakten Block des Tuffschlotts (Diagramm 2) nicht so scharf ausgebildet ist. Das Maximum deutet auf post-permische (posttuffische) Scherbeanspruchung.

c) Die Westscholle

Ihr S- und E-Rand verbindet eine bogenförmig umlaufende, relativ einheitliche Störung. An dieser von ENE auf NNE schwenkenden Verwerfung ist sie von W her ebenfalls auf die Chegul-Scholle aufgeschoben. Der Verwerfungsbetrag liegt zwischen 10 und 30 m.

Die Nordgrenze bildet eine in die Celva-Störung einmündende, 60° streichende Verwerfung. Parallel zu dieser Grenzverwerfung verläuft 100 m weiter südlich eine zweite, schwächere Störung.

Der dadurch abgetrennte Nordteil der W-Scholle ist gegenüber dem Südteil nochmals um einige Zehnermeter heaushoben.

Der Hauptteil der Westscholle besteht aus Quarzphyllit, Agglomeratischem Tuff und geringen Resten der Sedimentabfolge bis zum Oberen Bellerophonkalk. Im hierzu relativ gehobenen Nordteil der Westscholle steht fast nur Quarzphyllit an.

Das Kluftdiagramm 5 (Taf. 7 Diagramm 5) am südöstlichen Ortsausgang von Trient wurde in den Permtuffaufschlüssen dieser Scholle aufgenommen.

Trotz des Maximum bei 135° bildet dieses Kluftdiagramm nur den Stress ab; es ergab sich aus der Summierung vieler nicht sehr paralleler, NE und SW einfalender Kleinklüfte. Es handelt sich wohl um hol-Klüfte einer flachen Mulde, deren Achse NW-SE streicht und nach SE flach eintaucht. Auf der geologischen Karte tritt diese Muldenform gut hervor.

d) Die Störungszone von Pso. Roncogno

Die Störungszone von Pso. Roncogno liegt wie ein Keil zwischen Westscholle und Chegul-Scholle im Süden und der Celva-Scholle im Norden. Ihr Westende verläuft unter dem Schutt der Fersina gegen das Etschtal.

Dieser Störungszone kommt eine Trennungsfunktion zu. Sie gliedert sich in mehrere kleine, gegeneinander versetzte Teilschollen und leitet dadurch über von den drei starren Hochschollen im Süden (Chegul-, Ost- und Westscholle) zu den abgesunkenen, in sich wieder stark zerbrochenen und tektonisch beanspruchten Tiefschollen im Norden (Celva-Scholle und Calisio-Tiefscholle, letztere ausserhalb des Arbeitsgebietes).

Permtuff b. Rivo Salè - S.Bart.^{ms}

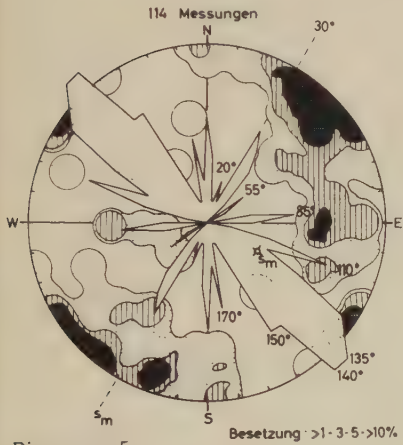


Diagramm 5

Kreide am Kontakt z. Basalt b. Oltrecastello

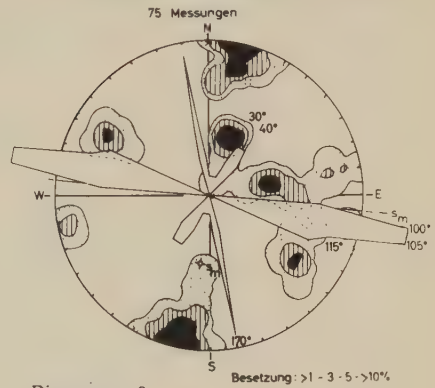


Diagramm 6

Basaltschlot b. Oltrecastello

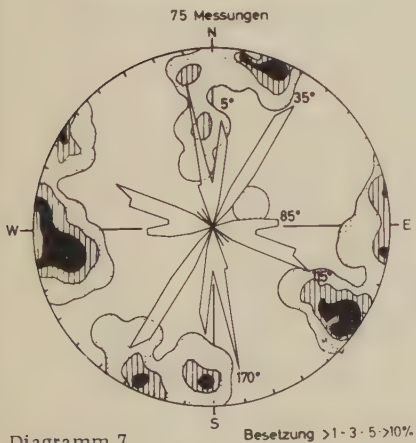


Diagramm 7

Cimirlo - Nord

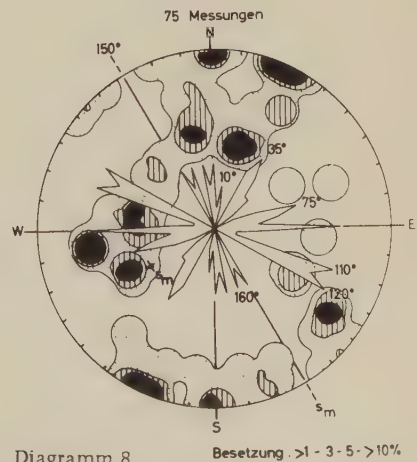


Diagramm 8

In der Störungszone von Pso. Roncogno kann man mit einem Blick auf die Tektonische Übersichtskarte (Beil. 4) vier Teilschollen erkennen, eine im äußersten Südwesten südlich der Celva-Störung, drei nördlich der Celva-Störung.

Die kleine Teilscholle im Südwesten, zwischen Celva-Störung und der Grenzstörung zur Westscholle (Lokalität: E-Werk von Trient) ist flach nach N gekippt. Der reine Absenkungsbetrag gegenüber der Westscholle beträgt mindestens 400 m. Es stehen hier Werfener Schichten an.

Die nördlich der Celva-Störung anschließenden Teilschollen sind an dieser im W 100 m, im E 200 m abgesunken.

Die beiden westlichen Teilschollen nördlich der Celva-Störung treten morphologisch als kleine Hügel aus ladinischem Dolomit gut hervor. (Lokalität: Kapelle von S. Agata). Sie lagern praktisch söhlig.

Im Bereich der östlichen Teilscholle, die sich gegen den Pso. Roncogno zieht, stehen Werfener Schichten an. Diese Teilscholle ist ungewöhnlich steil mit 65° nach N gekippt.

Die kleineren Schollen werden durch kräftige Verwerfungen getrennt, die meist über die im Norden folgenden Parallelbrüche der Celva-Störung hinwegziehen. Sie verlaufen N-S und NE-SW.

e) Die Celva-Scholle

Die Celva-Scholle umfaßt den W-E ziehenden, schroffen Bergkamm des Monte Celva aus Triasdolomit und Jura und den westlich vorgelagerten, sanft nach W abfallenden Bereich, wo vorwiegend Kreidekalke und basaltischer Tuff anstehen.

Die Celva-Scholle ist ein tektonischer Teil der im NW anschließenden, größeren Calisio-Scholle. Die Fersina, die in weitem Halbrund den Gebirgsstock des Mte. Celva umfließt, zeichnet im Nordosten die durch die 135° streichende Calisio-Störung verursachte Grenzlinie zur relativ höherliegenden Quarzporphyrtafel nach. Im Norden, Nordwesten und Westen zeichnet die Fersina unbedeutende Kleinverwerfungen zur angrenzenden Calisio-Scholle nach. Im Süden scheiden die Celva-Störung und ihre Parallelbrüche die Celva-Scholle von der Ostscholle und der Störungszone von Pso. Roncogno.

Die Grube Roncogno befindet sich an der Nordostflanke des Mte. Celva, 50 m über dem Spiegel der Fersina. In der "Tektonik im engeren Lagerstättenbereich" wird die Kleintektonik im Ostteil der Celva-Scholle ausführlicher abgehandelt.

Eine Schar mehr oder weniger paralleler N-S-Brüche untergliedert die Celva-Scholle in zwei etwa gleich große Teile.

Der etwas größere Ostteil liegt gegenüber den südlich angrenzenden Schollen (Ostscholle, Chegul-Scholle, Störungszone von Pso. Roncogno) um etwa 400 m tiefer. Dazu ist er mit 50° vorwiegend nach WSW gekippt. Einige E-W streichende Parallelverwerfungen der Celva-Störung und N-S streichende Querstörungen haben den Ostteil nochmals in kleinere Teilschollen zerlegt.

Die Teilschollen sind an den Störungen staffelförmig nach N abgesunken. Die Sprunghöhen betragen zwischen 10 und 300 m (s. Profil 7, Beilage 6).

Der Westteil liegt gegenüber der südlich angrenzenden Störungszone von Pso. Roncogno um mindestens 600 m tiefer. An E-W, N-S und SW-NE streichenden Staffelbrüchen sind hier die Kleinschollen nach W und NW abgesunken. Die Sprunghöhen betragen zwischen 10 und 50 m (s. Profil 5 und 6, Beilage 6).

Die Kluftdiagramme 6 und 7 wurden nahe beieinander bei dem Basaltschlot südlich des Ortes Oltrecastello aufgenommen.

Kluftdiagramm 6 (Tafel 7, Diagramm 6). Die Klüfte im, dem Basalt unmittelbar benachbarten, Nebengestein zeigen ein Maximum bei 105° , dazu Kleinklüftung bei 35° und 170° .

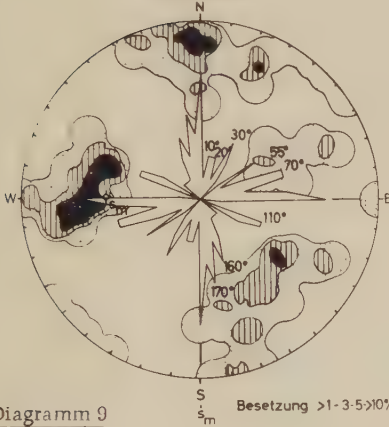
Kluftdiagramm 7 (Tafel 7, Diagramm 7). Die Klüfte im Basalt dagegen bilden durch gleichmäßige Besetzung verschiedener Richtungen den örtlichen Stress ab. Das Fehlen eines deutlichen Maximums in der Ost-West-Richtung, wie es in Diagramm 6 der Fall ist, deutet darauf hin, daß die Ausbildung der Ost-West-Störungen im Nebengestein (diese Richtung wird gleichzeitig von der Celva-Störung benutzt!) vor oder gleichzeitig mit dem Aufdringen des Basalts erfolgte. Jedenfalls ist der alttertiäre Basaltschlot in seiner ganzen Erscheinungsform an die E-W-streichende Celva-Störungszone gebunden.

Es ist möglich, daß die gürtelförmige Anordnung der Klüftungsflächenpole im Diagramm 6 von einer kuppelartigen Aufbeulung, die im Zusammenhang mit der Basaltaufdringung steht, ausgeht.

Die Kluftdiagramme 8 und 9 (Taf. 7, 8, Diagramm 8 und 9) stehen im Nordteil und im Südteil einer stark klüftigen Kleinscholle in der Nähe der Celva-Störung. (Lokalität: Cimirro). Wie man aus den Diagrammen ersieht, besteht kein ausgeprägtes Kluftmaximum als richtungsmäßige Abhängigkeit von der unmittelbar benachbarten Celva-Störung. Die mittel- bis flach einfallenden Klüfte sind auf alle in unserem Gebiet vorkommenden Haupt-Kluftrichtungen verteilt. Jedoch zeigt das Kluftdiagramm 8 (Tafel 7 Diagramm 8) einen Besetzungsgürtel flach nach NE bis SW einfallender Kluftflächen. Dieser Gürtel kann als Summierung von Klüften parallel "s" bzw. als hol-Klüfte eines im meist massigen Cimirro-Dolomit undeutlichen Gewölbes erklärt werden. Wir hätten damit hier Hinweise auf einen flachen, nach WNW eintauchenden Sattel.

Cimirlo - Süd

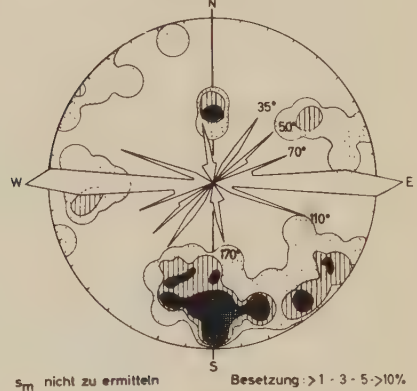
75 Messungen



P. 809

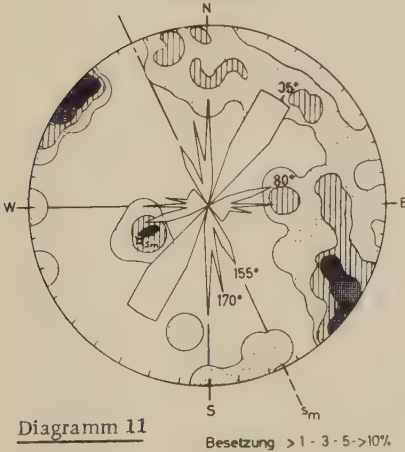
Störungszone im Ladin des Mte.Celva b.ex Forte

75 Messungen



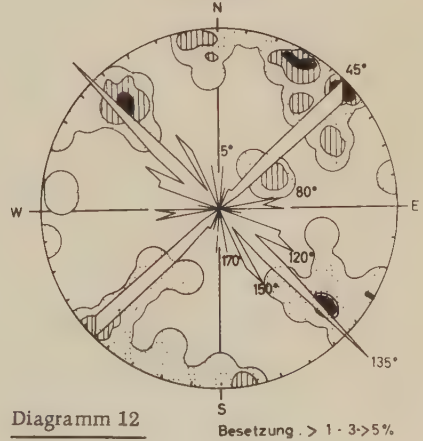
LADIN / 700m NE-Roncesco

75 Messungen



Tuff / NW-von Roncogno

75 Messungen



Tafel 9

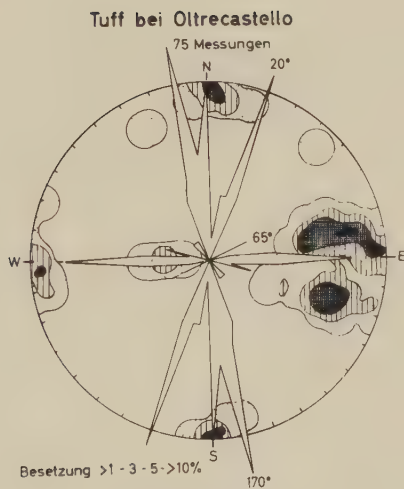


Diagramm 13

Das Kluftdiagramm 9 (Tafel 8, Diagramm 9) vom Süden der Cimirlo-Kleinscholle zeigt infolge Fehlens einer maximal besetzten Klufrichtung nur die lokale Stresstektonik an.

Das Kluftdiagramm 10 (Tafel 8 Diagramm 10) zeigt die Klüfte in einer Ruschelzone eines Parallelbruchs der Celva-Störung, südlich des Mte. -Celva-Gipfels. Die vorwiegend nach S fallenden Kluftflächen des deutlichen, E-W-streichenden Kluftmaximums waren im Aufschluß meist mit 75 bis 45° beidseitig einfallenden Harnischstriemen besetzt.

Das Kluftdiagramm 11 (Tafel 8 Diagramm 11) ebenfalls aus dem Ladin des Celva-Gipfels, zeigt als deutliches Maximum saiger stehende Klüfte in nordöstlicher bis nordnordöstlicher Richtung. Sie verlaufen damit parallel einer Störung, die 300 m weiter westlich als Blattverschiebung das Schichtpaket um ca. 30 m zueinander versetzt (s. geol. Karte). Sie fallen steil nach SE ein, das Maximum der Kluftflächenpole im Diagramm liegt an der gleichen Stelle wie dasjenige in den Diagrammen D 2 bis D 4.

Das Kluftdiagramm 12 (Tafel 8 Diagramm 12) aus dem Permtuff bei Roncogno zeigt als scharfe Maxima steil einfallende Klüfte parallel zur 200 bis 400 m entfernten Calisio-Störung. Das Maximum ergab sich aus der Summierung zahlreicher 110° bis 150° streichender Haarrisse und Kleinklüfte.

Das Kluftdiagramm 13 (Tafel 9 Diagramm 13) zeichnet die spärlichen Klüfte im Eozän-Tuff von Oltrecastello auf. Die vorhandenen Klufrichtungen (0°, 20°, 90° und 170°) sind fast gleichwertig ausgebildet. Diese Kleinklüftung verläuft parallel zu den Störungen, welche die Kleinscholle umgrenzen. Sie bilden hier somit den lokalen Stress ab.

2. Deutung der tektonischen Strukturelemente

Nach der heutigen tektonischen Situation kann rückblickend auf folgenden Bewegungsablauf geschlossen werden:

1. Phase: Schub von West und Ost gegen den Zentralteil, die Chegul-Scholle (s. Tektonische Karte, Beil. 4).

Die ältesten Schollenbewegungen in unserem Gebiet sind zweifellos die Aufschiebungen der West- und Ostscholle auf die zentrale Chegul-Scholle. Die Chegul-Scholle wurde dabei etwas abgesenkt; durch die Einengung in der E-W-Richtung wurde sie flachwellig verbogen (s. Profile Beilage 5 und 6). Die beiden Verwerfungen, welche die Chegul-Scholle im Westen und Osten begrenzen, setzen sich nach Norden bis an die Fersina fort. Dabei schwenkt die östliche Verwerfung aus ihrer N-S-Richtung (170°) in die NW-SE-Richtung ein (135°). Mit dieser

neuen Richtung verläuft diese Oststörung nun parallel der Calisio-Störung, welche am nordöstlichen Rand des Kartierungsgebietes die Grenze zur Quarzporphyrplatte bildet.

2. Phase: Zerrung in nordwestlicher Richtung.

Durch Dehnung in vorwiegend nordwestlicher Richtung wurde der nördliche Teil unserer drei in W-E-Richtung beanspruchten und deformierten Schollen abgerissen, er bildet von jetzt an die selbständige Scholleneinheiten der Störungszone von Pso. Roncogno und der Celva-Scholle. Diese beiden nördlichen Scholleneinheiten wurden abgesenkt; dabei zerbrachen sie an zahlreichen Staffelbrüchen in kleinere Teilschollen. Die Abschiebungen erfolgten an EW und SW-NE verlaufenden Störungen. Es sind dies entweder neu aufgerissenen Spalten senkrecht zur Zerrungsrichtung oder die schon früher angelegten, wahrscheinlich beim E-W-Zusammenschub des Chegulgewölbes entstandenen okl- und hkl-Klüfte.

Die Absenkungstendenz der nördlichen Schollenbereiche tritt bei der Chegulscholle ebenfalls noch in Erscheinung: Die NS verlaufende Achse ihres flachen Teilgewölbes im W wurde etwas nach unten abgebogen. Dieser mit einer N-S-Zerrung verbundene Vorgang bewirkte eine lokale Querabschiebung im W-Teil der Chegul-Scholle, die an der ja schon vorher vorhandenen Aufschiebungsfläche der W-Scholle endet.

3. Phase: Kippung der Celva-Scholle nach Südwesten.

Der Staffelbruch der Celva-Scholle und die Störungszone von Pso. Roncogno reichen bis zur begrenzenden Calisio-Störung im NE. Hier im Nordosten bildet also die Porphyrrplatte ein festes Widerlager gegenüber der nordwärts gerichteten Abschiebungstendenz. Im Nordwesten jedoch setzt sich die Abschiebungstendenz in den Sedimenten der Calisio-Scholle jenseits der Fersina fort. Durch dieses Ausweichen der im Nordwesten angrenzenden Blöcke wird hier mehr Raum als im Nordosten geschaffen. Die Folge ist ein stärkeres Absinken des südwestlichen und westlichen Teilbereichs der Celva-Scholle gegenüber dem sich am Porphyrrand stauenden östlichen Teilbereich der Celva-Scholle. Die Scholle insgesamt reagiert auf die stärkere Absenkung in ihrem südwestlichen Teil durch eine Kippung nach Südwesten. Durch die Art der Versetzung der Kleinschollen zueinander wird dieses Bild bestätigt: Antithetische Verwürfe im E, Staffelbrüche im W der Celva-Scholle.

Um die Vorgänge besser darstellen zu können, wurde die 2. und 3. Phase gesondert beschrieben, obwohl natürlich Abschiebung und Kippung der Schollen gleichzeitig erfolgten.

Abschließend läßt sich sagen, daß die von VARDABASSO (1926, 1928, 1932) ermittelten Abschiebungen nach NE an judikarischen Bruchlinien sich in unserem Bereich fortsetzen. Die beiden Bewegungsphasen konnten in unserem Bereich in ihrer zeitlichen Abfolge erkannt werden.

ZWEITER TEIL

DIE LAGERSTÄTTE RONCOGNO

A. HISTORISCHER ÜBERBLICK ÜBER DEN BERGBAU

I. DER MITTELALTERLICHE BERGBAU IM RAUM VON TRIENT

Schon in frühester geschichtlicher Zeit muß der Bergbau auf "Silbererz" im Gebiet von Trient recht bedeutend gewesen sein. Der Ort Fornace - damals Fornaces (= Ofen) - hat seinen Namen schon seit der Römerzeit (erwähnt von Garibaldus, einem Gesandten König Ludovicos im Jahre 845; "Mons Argentarius" 1914). 1185 verleiht Kaiser Friedrich I. ("Barbarossa") der Stadt und dem Bistum Trient das Bergregal, bis dahin lagen die Bergbaue in privaten Händen. Von 1208 datiert die Bergordnung von Trient, die mit ihren Zusatzverordnungen von 1213 und 1214 das älteste deutsche Berggesetz des römischen Reiches darstellte.

Mit Erweiterung und Aufblühen des Bergbaus erwies es sich als notwendig, im Jahre 1475 ein Berggericht in Persen (Pergine) einzurichten (v. SRBIK 1929). Der Bergbau nahm dann um 1540 rasch wieder ab, 1552 war selbst der letzte Blei-Bergbau im Villrager (Viarago) -Gebiet erloschen; einzelne Gruben bei Palu hielten sich bis zum 30-jährigen Krieg (v. WOLFSTRIGL-WOLFSKRON, 1903). Es ist möglich, daß der Verfall des Bergbaus dieser relativ armen Erze durch den Preissturz des Silbers infolge Einfuhren aus den neuentdeckten überseeischen Gebieten ausgelöst wurde; ausserdem wird er durch das Fehlen kapitalkräftiger Gewerke begründet. Hierzu v. SRBIK (1929 S. 247): "Obgleich die Silbererze von Viarago sehr gut waren - man hatte auf eine Mark Silber nur 18 Star (zu 1 Zentner) Erz nötig, - so betrugen die Erhaltungskosten auf 1 Mark erzeugtes Silber doch 4 Gulden." Auch liest man von unredlichen Praktiken vicentiner Einwanderer, die seit 1500 in steigendem Maße in die Zunft der bis dato deutschen Gewerke eindrangen (Beschwerdebrief um 1540 an das Berggrichteramt Persen, siehe v. WOLFSTRIGL-WOLFSKRON, 1903 S. 265).

Nach dem 30-jährigen Krieg wurde ab und zu der Versuch gemacht, den Bergbau in dieser interessanten Erzprovinz wieder aufleben zu lassen. Es blieb jedoch meist aus Kapitalmangel bei kleinen Versuchen im Gangerzgebiet nördlich, östlich und südlich Pergine. Hervorzuheben sind die Errichtung eines Vitriolwerkes bei Caldonetsch (Caldonazzo) in der Mitte des 17. Jahrhunderts und im 18. Jahrhundert die kurzfristige Betriebsaufnahme durch die Venezianer (v. SRBIK, 1929).

Der Bergbau des Bergamts Trient-Persen ging um auf drei Lagerstättentypen (FRIEDRICH 1953; MAUCHER 1957)

1. Vererzung in den Bellerophonschichten
(Typ der an karbonatische Sedimente gebundenen silberreichen Bleilagerstätte).

Alte Baue sind noch befahrbar auf der Calisio-Hochfläche, (nördlich des Monte Calisio-Massivs); am Doss le Grave, am Doss del Cuz, bei Civezzano, Roncogno ¹⁾ und Faedo.

2. Vererzung in Gängen der Porphyryplatte, des Quarzphyllits und Phyllitgneises (TRENER 1933; THORNQUIST 1931) (Typ hydrothermaler Gänge mit Pyrit-Arsen kies-Kupferkies-Bleiglanz-Zinkblende).

Alte Baue: bei Rigol, Palu, Monte Brada-Vilrag (Viarago), Vignola und Nogaré.

3. Vererzung in metamorphen Lagern des Quarzphyllits.
(Typ metamorpher Schwefelkies- und Kupferkieslager.)

Alte Baue: In Calveranica-Vattaro, südlich Pergine, am Südwestufer des Caldonazzosees.

II. NEUERE AUFSCHLUSSARBEITEN IN DER LAGERSTÄTTE RONCOGNO

1. Bergmännische Arbeiten zwischen 1911 und 1927

Im Jahre 1911 wurde von wohlhabenden Bürgern in Trient die "Società a garanzia limitata 'Mons Argentarius' " gegründet, die sich vornahm, das alte Bergbaugbiet der Vergessenheit zu entreißen und kapitalkräftige Bergwerksgesellschaften für die neuerliche Erschließung zu interessieren. Diese Gesellschaft finanzierte Versuchsbohrungen und die Broschüre "Le Miniere Argentifere di Trento", worin nur die Vererzung in den Bellerophonschichten als tragfähige Grundlage für einen neuerlichen Bergbau herausgestellt wurde.

-
- 1) Bei Roncogno ist ein alter Duckelbau vorhanden. Der Eingang liegt 20 m oberhalb der Bahnlinie, 800 m westlich des Bahnhofs Roncogno, gegenüber der alten "Slacche". Auf eine Erstreckung von 50 m sind innerhalb der vererzten Zone unregelmäßige, maulwurfgangartige, zusammenhängende Hohlräume vorgetrieben. Die Stollenhöhe beträgt (zum Schichtfallen) zwischen 1 und 5 m. Heute besteht eine Verbindung mit der oberen Sohle der Grube Roncogno.

Man ermittelte, daß der Gegenwert von 2 bis 3 Milliarden frs. aus den alten Gruben herausgeholt worden war. Sind doch allein für 1 Milliarde frs. Abgaben gezahlt worden. Es wurde weiter errechnet, daß 30 km² unverritztes "jungfräuliches" Feld auf den Bergbau warten würde, das durch die mächtige Überdeckung vor dem primitiven Bergbau der Alten geschützt war. Auf Grund von Handstückanalysen wurde ein mittlerer Silbergehalt von 5.03 bis 6.9 kg Silber pro t Blei angenommen.

Nach Versuchsbohrungen bei Roncogno an der Val-Suganabahn bei Strecken-km 13.2 und bei Civezzano mittels einer Davis-Calyx-Bohrmaschine Typ B.F.4 der Ingersoll Rand Co., N.Y., nahm man die vererzte Zone mit 1.50 m Mächtigkeit, wie man damals glaubte, eher zu niedrig als zu hoch an.

Man kalkulierte ärmere Partien mit ein und nahm als Durchschnitt einen über das ganze Gebiet beständigen, vererzten Horizont eines 10proz. Erzes mit einem spezifischen Gewicht von 7 bis 7.5 von mindestens 10 cm Mächtigkeit an. Die für den Bergbau aussichtsreichsten Gebiete wurden in Roncogno, in Faedo, in Civezzano, Doss le Grave/Doss del Cuz und in S. Bartolomaeo (südlich von Trient) angenommen ¹⁾.

In den Zwanzigerjahren begann eine Trienter-Genueser Bergwerksgesellschaft, in der Nähe der erfolgreichen Tiefbohrungen der Mons-Argentarius-Gesellschaft in Roncogno, einen Schacht abzuteufen. Sie hatte bald mit Wasserschwierigkeiten zu kämpfen, ging noch vor dem Erreichen des Erzhorizonts auf einer 92 m-Sohle aus dem Schacht querschlägig ins Liegende und traf anstelle eines ausgeprägten Erzhorizonts nur eine oxydierte, mürbe, spurenvererzte Zone in den Bellerophon-schichten.

-
- 1) Die in der von TRENER (1911) veröffentlichten Broschüre angegebene Vererzung bei S. Bartholomaeo war nicht aufzufinden. Im fraglichen Gebiet sind nur permische Tuffe und Grödener Sandstein aufgeschlossen. Die unterhalb der Kapelle S. Bartolomaeo sichtbaren Höhlen sind keine ehem. Grubeneingänge, sondern allenfalls Reste mittelalterlicher Befestigungen. Auch ist in der mittelalterlichen Literatur kein Bergbau an dieser Stelle erwähnt. Eine Grube St. Bartlmä existierte nur als eine der 11 Gruben der "alten Zech" in Vilrag, dem heutigen Viarago, nördlich von Pergine gelegen (v. WOLFSTRIGL-WOLFSKRON 1903). Offenbar handelt es sich hier um eine Verwechslung der Lokalnamen durch TRENER.

Man fuhr im Liegenden dieser Zone in NW- und SE-Richtung einer markanten Lasse (der "Liegendbankserie von C₂") nach und informierte sich über den Erzgehalt durch Querschläge (1 bis 7) ins Hangende. Im Südosten wurde dabei eine etwas stärkere Vererzung angetroffen. Bei weiterer Verfolgung des Lagers nach SE vertaubte sie wieder. Außerdem war in der nordwestlichen Strecke, nach Durchörterung einer stark wasserführenden Verwerfung, durch Anfahren der Werfener Schichten dem weiteren Vordringen nach NW Einhalt geboten. Die Grube wurde also - wohl auch unter dem Eindruck der Weltwirtschaftskrise - Ende der Zwanziger Jahre aufgelassen. Sie ersoff bis 40 m unter der Rasenhängebank des Schachtes.

2. Wiederaufnahme der bergmännischen Arbeiten ab 1955

Im Juni des Jahres 1955 begann die Wiederaufwältigung des teilweise verstürzten Schachtes bei Roncogno durch die "Montecelva Soc. Min.". Da der gesamte Schacht in den teils gleit- und quellfähigen Tonen, teils bröcklig-mürben Dolomiten der Werfener Schichten steht, war es notwendig, ihn durch Beton zu armieren. Der Grundwasserspiegel stand zunächst bei 40 m Schachtteufe. Während der Armierungsarbeiten hatte ich Gelegenheit, die Ausbildung der unteren Campiller Schichten ausführlich zu studieren und von der gesamten Schachthöhe ein fein-stratigraphisches Profil aufzunehmen (s. Beilage 3 und stratigraphischer Teil).

Nach knapp einem Jahr, am 21. Mai 1956, wurde mit dem Vortrieb auf der unteren Sohle in SE-Richtung begonnen, nachdem aus ausführlichen Probenahmen durch Löbbertbohrungen hervorging, daß eine graduelle Zunahme des Erzgehalts in dieser Richtung wahrscheinlich sei.

Am 3. August 1956 wurde, nach stetigem Vortrieb im vererzten, oxydierten Hauptvererzungshorizont, die durch die Übertagekartierung schon bekannte Störungszone angefahren, an welcher der Erzdolomit ca. 50 bis 60 m nach NE versetzt ist. Nach Durchfahren der 40 bis 50 m mächtigen Störungszone befand man sich jenseits in nichtoxydiertem, gipsführendem Gestein mit schwacher Vererzung. Die Vererzung nahm mit dem weiteren Vortrieb nach Süden noch weiter ab, weshalb Anfang April 1957 der Vortrieb gestundet wurde.

Um die Jahreswende 1956/57 wurde, dem zweiten der vier Untersuchungsaufhauen folgend, innerhalb der Hauptvererzungszone nach oben gebrochen, im 60 m-Niveau eine obere Sohle angelegt und von dort in einem Aufhauen zu den mittelalterlichen Duckelbauen durchgebrochen.

Der Untersuchungsbetrieb der "Monte celva S. Min." wurde Mitte 1957 wieder gestundet.

3. Moderne Hilfsmittel zur Beurteilung der Vererzung

Die Schnellanalyse:

Während der geologischen Aufnahme der Grube wurde auch der Erzgehalt schon halbquantitativ erfaßt. In den Lagerstrecken wurde im Abstand von meist 5 m, in den Querschlägen und Aufhauen im Abstand von 1 m der Stoß durch eine halbquantitative Schnellanalyse auf den Erzgehalt untersucht.

Der Arbeitsgang: An den mit einer "Pufferlösung" (pH-Wert 2.7) bespritzten Stoß wird eine verdünnte Natriumrhodizonatlösung geträufelt. Je nach Schnelligkeit und Intensität des Farbumschlags von schwach rosa bis blutrot wird der Erzgehalt erfahrungsgemäß geschätzt und unter folgender Bezeichnung in die Detailpläne für die Gutachten eingetragen:

(+)	= Spur, weniger als 0.5 % Pb
+	= 0.5 - 1.5 % Pb
++	= 1.5 - 3.5 % Pb
+++	= mehr als 3.5 % Pb

Die Analysen der Löbbertbohrproben und der Haufwerksproben bestätigen stets die durch die Schnellanalyse ermittelten Werte.

Die Laboruntersuchungen:

1. Analysen der Löbbertbohrungen

Um ein vollständiges Bild der Erzführung im alten Lagerstättenteil zu gewinnen, setzte die "Montecelva Soc. Min." zwischen Kompaß-Fixpunkt (K) 1 und 2 vier (I bis IV), zwischen (K) 2 und 12 fünfunddreißig (1a, 1 bis 34) Löbbertbohrungen senkrecht ins Hangende an. Die Bohrungen haben im Durchschnitt einen Abstand von 5 m. Es wurde, je nach dem Abstand des Hauptvererzungshorizonts, 8 bis 20 m tief gebohrt. Der gewonnene Bohrstaub wurde von Bohrmeter zu Bohrmeter in den Laboratorien der Stolberger Zink A.G. in Aachen analysiert.

2. Analysen der Haufwerksproben

Bei dem Neuvortrieb wurde es angestrebt, die Lagerstrecke immer in der Hauptvererzungszone von C₂ (s. stratigraphischer Teil) zu halten, um eine laufende Kontrolle der Erzschwankungen zu gewährleisten. Dem anfallenden Haufwerk wurden von Abschlag zu Abschlag (also alle 0.5 bis 2.3 m) Proben entnommen, die ebenfalls in den Laboratorien der Stolberger Zink A.G. Aachen analysiert wurden. Dieses Verfahren wurde im NW-Teil von (K) 15 bis 18 (Stm. 54 bis 130) konsequent durchgeführt. (Ergebnisse s. Beil. 7).

B. INHALT UND AUSBILDUNG DER LAGERSTÄTTE

Überblick

Drei zueinander versetzte größere Scholleneinheiten sind im Bereich der Lagerstätte von den Strecken der Grube aufgeschlossen.

1. Im NW liegt eine Tiefscholle. Die Lagerstrecke fährt aus Bellerophonschichten durch die Hauptstörung I hindurch in Werfener Schichten hinein.
2. Im Bereich des NW-Felds befindet sich eine Hochscholle. In dieser Hochscholle liegen im Tagesausstrich der Bellerophonschichten die mittelalterlichen Baue. Das vererzte Gestein ist hier weitgehend verwittert.
3. Das SE-Feld liegt wiederum in einer Tiefscholle. Die Lagerstrecke fährt aus Bellerophonschichten durch die Hauptstörung II hindurch in Werfener Schichten hinein. Nach dem Ausrichten der Strecke ins liegende fand man das vererzte Gestein hier in weitgehend frischem, unverwittertem Zustand vor.

Letztere beiden Scholleneinheiten streichen mehr oder weniger NW-SW, sie fallen mit $\approx 45^\circ$ nach SW ein, sie sind tektonisch leicht verbogen und durch kleinere Verwerfungen gestört.

Die Ausbildung der Vererzung vom Typ Roncogno steht im Gegensatz zur Vererzung in den nördlich benachbarten Gruben Faedo und Doss le Grave.

Die Verschiedenheit bei diesen sonst so ähnlichen Gruben in den vererzten Bellerophonschichten besteht in der feinstratigraphischen Position der Vererzung und im Mineralbestand:

In Roncogno ist die Vererzung innerhalb des 15 bis 20 m mächtigen C_2 -Erzdolomits an geringmächtige, nicht beständige erzimprägnierte Horizonte gebunden. Darüber hinaus besteht nur spurenhafte Vererzung des Nebengestein. An Erzmineralen herrscht hier der Bleiglanz vor, Kupferkies und Fahlerze sind zwar seltener, aber fast überall in erkennbaren Mengen vorhanden. Zinkblende ist äußerst selten. An Gangarten tritt vor allem der Gips auf, Baryt ist äußerst selten.

In Faedo dagegen besteht die Vererzung aus einer diffus über den 8 bis 12 m mächtigen C_2 -Erzdolomit verteilten feinen Bleiglanzimprägnation. Kupferkies, Zinkblende und Fahlerze sind sehr selten. Als Gangart ist Baryt und Gips häufig.

Im Bereich des Doss le Grave ist die Vererzung wie in Faedo als diffuse Bleiglanzimprägnation über den 6 bis 10 m mächtigen Erzdolomit verteilt, dazu ist das Erz aber auch in geringen Nestern und Linsen angereichert. Zinkblende tritt häufiger auf als in Faedo und Roncogno, Kupferkies und Fahlerze treten zurück. Als Gangart ist Baryt häufig, Gips fehlt fast ganz.

In der Grube Roncogno zeigen sich in den einzelnen Lagerstättenbereichen alle Phasen der Verwitterung und der Oxydation vom frischen Nebengestein mit primärsulfidischer Vererzung bis zu mürbem, ausgelaugtem und oxydiertem Erzdolomit mit spurenhafter Cerussitvererzung. Infolgedessen kann man für Roncogno die Abfolge der oxydativ-zementativen, sekundären Stoffverschiebungen in ihren einzelnen Phasen aufzeichnen.

Man findet innerhalb dieser Abfolge Vererzungen vom Typ Faedo und Doss le Grave. Da die Lagerstätten Faedo und Doss le Grave auch nicht in ihrem ursprünglichen Verband vorliegen, ist zu erwägen, wie weit diese weiter oben skizzierte, unwesentliche Sonderstellung der Grube Roncogno lediglich auf eine sekundäre Verschiebung des ursprünglich einheitlichen Metallgehaltes zurückzuführen ist.

Die spektralanalytische Untersuchung von Erz und Nebengestein auf Spurenelemente ergab, daß in den Lagerstätten Doss le Grave und Roncogno die gleichen Metalle akzessorisch auftreten.

Generell kann man die Vererzung in unseren Lagerstätten folgendermaßen zusammenfassen:

Die primäre Ausbildung der Lagerstätten zeigt grauen, gebankten Dolomit mit Gips; die Vererzung ist als feine Imprägnation in das Gestein eingesprengt. (Südteil der Grube Faedo, Südostteil der Grube Roncogno).

Die verwitterte Ausbildung der Lagerstätten zeigt keinen Gips mehr, dafür tritt der Baryt auf. (Grube Doss le Grave, Nordteil und obere Sohle der Grube Faedo, obere Sohle der Grube Roncogno.)

Wenn der Baryt hydrothermal gebildet wäre, so müßte er in den primären, unverwitterten Lagerstättenteilen zu finden sein; dort jedoch findet sich der salinare Gips. Wir haben also hier schon einen kleinen Hinweis auf die sedimentare Genese der Lagerstätte. Bei der Diskussion der Genese wird dieser Punkt noch einmal berührt werden.

I. DIE LAGERSTÄTTE ALS GEOLOGISCHER KÖRPER

Die topographische Unterteilung des Grubengebäudes

Das Grubengebäude wird in untere Sohle mit NW-Feld und SE-Feld und in die obere Sohle untergliedert. Gleichlaufend mit den bergmännischen Aufwältigungs- und Vortriebsarbeiten wurde vom Verfasser, als Teil der geologischen Grubenkartierung, ein erster, provisorischer Kompaßzug erstellt, der die Grundlage der beigelegten Grubenpläne bildet.

Das NW-Feld umfaßt das alte Grubengebäude der Betriebsperiode der zwanziger Jahre mit den Querschlägen 1 bis 7, darüber hinaus den Neuvortrieb ab 1956 bis zur Hauptverwerfung II im SE mit den Querschlägen 8 bis 10 und den Aufhauen. (Rimonta) 1 bis 4 (s. geol. Grubenplan Beilage 8). Die Kompaßzug-Fixpunkte (K) 1 bis 22 erlauben eine nähere Ortsbestimmung.

7 m südöstlich von (K) 12 beginnt der Neuvortrieb. Ab hier werden Neuvortriebs-Streckenmeter (Stm) durchgezählt bis vor Ort im äußersten Südosten des SE-Feldes. Diese topographische Einteilung wird ebenfalls zur näheren Ortsbestimmung in der Grubenbeschreibung angewandt werden.

Das SE-Feld beginnt südöstlich der Hauptverwerfung II an der Gabelung der Lagerstrecke in a- und b-Strecke innerhalb der Störungszone. Es umfaßt die a-, b- und c-Suchstrecke und die Querschläge 11 bis 17 mit den Kompaß-Fixpunkten (K) 1 bis 32.

Die obere Sohle (42 m-Sohle) wird durch das Überhauen (Rimonta) 2 erreicht. Sie umfaßt zwei Lagerstrecken, die Querschläge 18 bis 20, dazu ein Aufhauen in Querschlag 20 und ein Überhauen bei (K) 30, welches die Verbindung mit den mittelalterlichen Duckelbauen und damit zu Tage herstellt.

Auch hier sind die Strecken mit den Kompaßzug-Fixpunkten (K) 7 bis 30 durchnummeriert. (K) 1 bis 7 fallen in das Überhauen zwischen unterer und oberer Sohle.

1. Feinstratigraphische Position der Vererzung

Nachfolgend werden die Vererzungsschwankungen innerhalb der konstanten Leiterschicht beschrieben sowie die Ausbildung des Nebengesteins in den einzelnen Grubenbereichen (s. Grubenplan Beilage 8 und Regelprofil Beilage 2).

In der Grube Roncogno ist der C_2 -Erzdolomit des NW-Felds und der oberen Sohle oxydiert, teilweise ausgelaugt und zersetzt, im SE-Feld dagegen ist der C_2 -Dolomit frisch und unzersetzt. Die Mineralvergesellschaftung ist weitgehend vom Oxydationsgrad abhängig.

a) Das NW-Feld

Im NW-Feld durchörtert die Querschlagstrecke vom Schacht her das normal ausgebildete D_2 - D_1 - C_3 -Schichtpaket, dessen Dolomitpartien auffällig stark verwittert sind.

Auch das C_2 -Schichtpaket besteht hier aus gelbem, mürbem, oolithischem, sandiggrusigem Dolomit, dieser weist im hangenden Teil feine Gipsnadelchen auf Schichtfugen und in kleinen Kavemen auf. Die Liegendbankserie von C_2 ist

frisch, grau und fest, die Grenze der oxydativen Verwitterung fällt hier somit mit der Obergrenze der Liegendbankserie zusammen.

Nordwestlich der Querschlagstrecke, von (K) 2 bis 22, bleibt der C_2 -Horizont stark zersetzt und oxydiert, die Grenze der Oxydation steigt bei Qu 2^b etwas ins Hangende an.

Eine 1 m mächtige, sandige Hauptvererzungszone fällt durch braunstreifige Färbung (rhythmische Eisenoxyhydratausfällungen) und spurenhafte Vererzung auf.

Jedoch ist hier die Vererzung nicht nur an die Hauptvererzungszone gebunden. Bei Qu 2b ist der C_2 -Erzdolomit knapp über der Oxydationsgrenze schwach imprägnationsvererzt. Die Imprägnation durch stecknadelkopfgroße Bleiglanzwürfel zeichnet perlschnurartig die Schichtung nach. In diesem Teil der Lagerstätte ist die Hauptvererzungszone steril und makroskopisch nicht mehr vom übrigen C_2 -Dolomit zu unterscheiden.

Die Analysen der Löbberbohrungen 1 bis 8 ergaben hier innerhalb des Erzdolomits nie höhere Werte des Bleigehalts als 0,3 %.

In der Lagerstrecke südöstlich der Querschlagstrecke ändert sich die Ausbildung des erzhöflichen Schichtkomplexes zwischen (K) 2 und Qu 4 nur unerheblich:

Die Oxydationsgrenze folgt der Obergrenze der Liegendbankserie.

Wenige Dezimeter über dieser Oxydationsgrenze ist der C_2 -Dolomit stellenweise spurenvererzt. Die Hauptvererzungszone tritt in Querschlag 2a und 3a wie in der Querschlagstrecke durch auffällige Streifung und sandige Ausbildung hervor. Ihre Vererzung jedoch wird höher: Stecknadelkopfgroße Bleiglanzkörner treten locker zu dünnen Bändern und flachen Linsen zusammen, zwar nur vereinzelt in Querschlag 2a, in Querschlag 3a jedoch schon zusammenhängende, dm-breite Horizonte bildend.

Im Querschlag 3a wird über der Hauptvererzungszone der C_2 -Dolomit auffallend bankig und fester, oberhalb dieser 3 m mächtigen gebankten Partie erscheint eine zweite, nur 20 cm mächtige vererzte Zone mit allen Merkmalen des liegenden Hauptvererzungshorizonts, als da sind sandig-grusige, gelbbraungestreifte Ausbildung und schwache Bleiglanzimprägnation in flachen Linsen und Nestern.

Im Querschlag 4 ist sowohl der Hauptvererzungshorizont mit 80 cm Mächtigkeit als auch der hangende Vererzungshorizont mit 30 cm Mächtigkeit durchgehend, aber schwach vererzt. (1 bis 2 % Pb.) Beide Horizonte sind durch eine 3 m mächtige Partie von zwar zersetztem, aber gutgebanktem C_2 -Dolomit getrennt.

Zwischen Querschlag 4 und 5 schwenkt die Lagerstrecke etwas gegen das Hangende. Das hat seinen Grund darin, daß der C_2 -Dolomit in einzelnen Bänken oberhalb der Liegendbankserie frisch, splittrig-unzersetzt erscheint. Die Grenze der oxydischen Verwitterung steigt also ins Hangende an und die Strecke folgt dieser Oxydationsgrenze.

Bei Kompaßzug-Fixpunkt (K) 7 tritt die Hauptvererzungszone in die Lagerstrecke ein. Die Oxydationsgrenze liegt hier nur 1 m unterhalb der Hauptvererzungszone. Diese ist gut vererzt: Die 1.50 bis 2.00 m mächtige Zone ist lebhaft braun-weiß im s gestreift, sie enthält eine durchschnittliche Erzimprägation von 3%, dazu kommt ein 5 bis 12 cm mächtiges Derberzband im liegenden Abschnitt der Hauptvererzungszone. Dieses Derberzband enthält stark mit karbonatischem Nebengestein durchsetzten, feinkristallinen Bleiglanz. Feine Malachitausblühungen sind über die ganze Mächtigkeit der Hauptvererzungszone sichtbar.

Im Querschlag 5 trifft man die Grenzliegendasse der Liegendbankserie wieder an. Hier ist die Liegendbankserie knapp oberhalb der Verwitterungsgrenze imprägnationsvererzt.

Im Querschlag 6 ist die zweite Vererzungszone 90 cm mächtig, zeigt eine überall gleich gute Imprägnation in ebenfalls sandig-grusiger Grundmasse, es sind feine Malachit- und Azuritausblühungen vorhanden. Ein Derberzband fehlt. Zwischen den beiden Vererzungszone ist der C_2 -Dolomit wieder auffallend gut gebankt und wenig zersetzt.

Im Querschlag 6 findet man wenig unter und über der hier dünnbankigen, bräunlichen Dolomitpartie des hangenden Abschnitts von C_2 ebenfalls Malachit- und Azuritausblühungen, daneben schwache Bleiglanzvererzung.

Querschlag 7 zeigt wieder eine wesentlich ärmere Vererzung, gleichzeitig ist die Verwitterungslinie wieder ins Liegende an die Grenze zur Liegendbankserie gewandert.

Die Hauptvererzungszone zeigt eine Imprägnationsvererzung von maximal 1.5%, ein Derberzband ist nicht vorhanden, die hangende, kleinere Vererzungszone zeigt zwar Malachitausblühungen, jedoch nur spurenhafte Bleivererzung.

Südlich des Querschlags 7 sind, da durch eine kleine Störung ins Hangende versetzt, die hangenden Bänke der Liegendbankserie aufgeschlossen. Man findet in ihnen zwar spurenhafte, jedoch deutlich erkennbare Bleiglanz-Imprägnationsvererzung. Die Liegendbankserie ist hier am SW-Stoß angewittert, die Verwitterungsgrenzlinie greift also hier ohne Versetzung über die Störung hinweg.

Der Neuvortrieb

Zur genaueren Ortsbezeichnung werden die topographischen Angaben im Neuvortrieb teilweise in (Neuvortriebs-) Streckenmetern (Stm) angegeben.

Der Neuvortrieb bringt die Strecke 5 m vor (K) 13 in die Hauptvererzungszone. Ab hier kann die Grenze zum unverwitterten Liegenden nicht mehr ununterbrochen verfolgt werden, sie wird jedoch von den Querschlügen ins Liegende stets angefahren.

Bei (K) 13 bemerkt man, daß die Gesteinsausbildung des C₂-Erzdolomits andersartig geworden ist. Der Erzdolomit ist nicht mehr mürbe, oolithisch, gelblich, sondern hart, zäh, oolithisch und von kaffebrauner Farbe. U.d.M. erkennt man Quarz in den Zwischenräumen der Ooide. Die Erzimprägation in diesem "Kaffeeoolith" ist meist sehr gering, (spurenhaft), sie erreicht jedoch stellenweise (z.B. bei Stm 120) über 3.5%. Die Grenze zum weicherem, augenscheinlich zersetzteren, "gelben" Erzdolomit ist scharf. Sie setzt stellenweise (bei Stm 12) diskordant durch den Schichtverband, meist jedoch ist diese Grenze an einen primären faziellen Unterschied gebunden. So läuft von Stm 5 bis 17 diese markante Farbgränze an der Basis des Hauptvererzungshorizonts entlang.

Das Aufhauen bei Stm 17 (Rimonta 4) entblößt einen lebhaften Wechsel der Fazies in der Hauptvererzungszone (Beilage 9):

Innerhalb der Längserstreckung der Rimonta 4 besitzt die vererzte Zone eine Mächtigkeit von 1.20 m, deren Erzgehalt im Mittel um 3% beträgt. Sie besteht in der Hauptsache aus weißlich-entfärbtem, sandigem Grus mit Erzimprägation, der stellenweise braun gefleckt und gestreift ist. Die Streifen und Flecken zeichnen die Schichtung nach. Das Liegende des Hauptvererzungshorizonts besteht aus spurenvererztem Kaffeeoolith, das Hangende aus sterilem, gelbem mürbem Erzdolomit. Am oberen Ende des Aufhauens greift der Kaffeeoolith diskordant durch die Hauptvererzungszone ins Hangende hinein. An dieser Stelle ist innerhalb des (dadurch nun erheblich geringmächtiger gewordenen) zersetzten Hauptvererzungshorizonts eine stärkere Vererzung zu erkennen. Der Bleiglanz tritt hier zu schichtkonkordanten, 2 bis 5 mm dicken, 10 bis 20 cm ausgedehnten Linsen und Bändern zusammen. Die vermehrte Bleiglanzföhrung geht Hand in Hand mit einer auffallend verstärkten Malachitausscheidung.

Innerhalb der Hauptvererzungszone sind einige wenige, dm² große Linsen von unzersetztem, splittrig-sprödem, grauem spurenvererztem Dolomit eingeschaltet. In der Mitte des Aufhauens fand ich an der Sohle den scharfen Übergang des Kaffeeooliths zu grauem, unzersetztem Dolomit.

Die Verwitterungsgrenze ist hier also bis auf wenige dm unter den Hauptvererzungshorizont angestiegen, die unzersetzte Zone greift mit Relikten in die Hauptvererzungszone hinein.

Die Lagerstrecke zwischen Rimonta 4 und 3 (Stm 17 bis 56) folgt stets der Hauptvererzungszone, deren Mächtigkeit zwischen 80 cm und 2,10 m schwankt. Die Zone ist grob- bis feinimprägniert, der durch die Schnellanalyse und die Haufwerksprobenahme ermittelte Vererzungsgrad wurde im Grubenplan eingetragen bzw. auf Beilage 7 gesondert aufgeführt.

Das Hangende der Hauptvererzungszone besteht stets aus gelbem, verhältnismäßig mürbem Erzoolith, dessen Grenze zum liegenden Kaffeeoolith oft erheblich unter dem Hauptvererzungshorizont liegt (s. Beilage 8 und 2).

Im Querschlag 8 ins Liegende ist die gesamte Mächtigkeit des Kaffeeooliths aufgeschlossen; sie beträgt hier ca. 4 m, die kaffeeoolithische Ausbildung greift hier also weit in die Liegendbankserie ein. Die Untergrenze des zersetzten Gebirges läuft diagonal über die Schichtflächen.

Die charakteristische Bankung der ehemaligen Liegendbankserie erscheint innerhalb des Kaffeeooliths aufgehoben, ein einzelnes, schichtkonkordantes helles, dolomitisches Mergelband läßt sich jedoch aus dem Kaffeeoolith in das unzersetzte Paket der Liegendbankserie verfolgen, worin es als schwarze Mergelschieferlasse weiterläuft.

Die Vererzung besteht zwischen Stm 17 und 38 aus einer regelmäßigen Imprägnation der grusigen Hauptvererzungszone, der Erzdolomit ihres unmittelbar Hangenden und Liegenden ist steril. Innerhalb der Hauptvererzungszone treten häufig Schlotten auf von maximal 1/2 m Durchmesser, sie sind manchmal von bleiglanzüberkrusteten Bruchstücken des Erzdolomits ausgefüllt.

Bei Stm 38 beginnt im liegenden Drittel der Hauptvererzungszone ein 2 bis 5 cm mächtiges Derberzband aus derbem, mit Kupferkies verwachsenem Bleiglanz und eingeschlossenen Nebengesteinsrelikten (s. Fig. 1).

Bei Stm 42 bis 47 zieht das Derberzband die liegende Grenze der Hauptvererzungszone zum Kaffeeoolith nach. (S. Grubenplan.)

Bei Stm 47 erleidet das Derberzband Unterbrechungen, die Derberzanreicherung läuft ab hier weiter als eine Folge mehrerer Derberzlinen und -nester, zunächst im gleichen Niveau; ab Stm 50 sind sie unregelmäßig über den Hauptvererzungshorizont verteilt. Auch in diesen Linen besteht Kupferkies-Bleiglanzverwachsung, die bunten Farben des Gesteins in diesem Abschnitt durch Malachit- und Azurit-

ausblühungen weisen auf den relativ hohen Kupfergehalt in diesem Horizont hin.

Die Rimonta 3 bei Stm 56 zeigt eine ebenso abwechslungsreiche Ausbildung des C_2 -Dolomits wie die Rimonta 4. Hier besitzt die vererzte Zone eine Mächtigkeit von 1.70 bis 2.10 m; ihr Erzgehalt liegt im Durchschnitt zwischen 3 und 5% (Beilage 9).

Die Unterlage des Hauptvererzungshorizonts bildet der sterile massige "Kaffeeoolith", in welchem man an der Sohle des Aufhauens öfters dm^2 -große Relikte harten, grauen, unzersetzten Erzdolomits findet. Der überlagernde Hauptvererzungshorizont ist meist hellbraun-grau bis kaffeebraun, relativ unzersetzt, hart und splittrig, jedoch hier durch Kleinklüftung stark aufgelockert, so daß das Gebirge leicht in scharfkantige Polyeder zerfällt. Durch Eisen- und Manganabscheidung ist das Gestein gebändert und getupft, die Bänderung steht hier öfters in einem auffallenden Winkel zur Schichtung. Auf den Klüftchen sind nicht nur die Malachit- und Azurit-Anflüge recht häufig, sondern auch 0.5 bis 1 mm starke Bleiglanz-Derberzbestege. Im Hangenden des Hauptvererzungshorizonts häufen sich, besonders in grusigen Partien, flache Linsen und Nester von derbem Bleiglanz und Kupferkies. Die Imprägnationsvererzung ist in der Nähe der Derberzlinen, also in weicheren, zersetzten Partien des Hauptvererzungshorizonts auffallend reich, sonst eher mäßig.

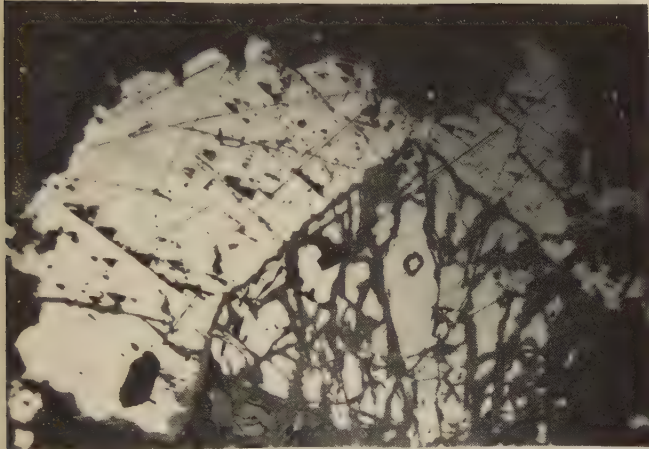
In das Hangende des Hauptvererzungshorizonts, den gelben, mürben Oolith sind am First der Rimonta m^2 -große Partien unzersetzten Dolomits eingeschaltet von grauer bis graubrauner Farbe, mit bituminösen Suturlinien in s.

In den zersetzten, gelbbraunen Partien des C_2 -Dolomits treten faustgroße Kavernen und Calcitdrusen auf.

Zwischen Rimonta 3 und Rimonta 2 (oder Stm 56 und 90) bleiben die Aufschlüsse des Hauptvererzungshorizonts recht einförmig. Überall in der Hauptvererzungszone herrscht wie in Rimonta 3 in zersetzten Partien grobe, in den weniger zersetzten Partien feine, geringerprozentige Imprägnationsvererzung, mit wenigen, flachen Derberzlinen im hangenden Abschnitt der Hauptvererzungszone. Ihre Mächtigkeit beträgt 1.50 bis 2.10 m, an einigen Stellen greift die Imprägnationsvererzung in den liegenden Kaffeeoolith mit geringen (ca 2%) Prozentgehalten hinein.

Bei Stm 80 ist durch die Querschläge 9 und 10 sowohl das Hangende als auch das Liegende des Hauptvererzungshorizonts aufgeschlossen (s. Querschlagprofile, Abb. 5). Der in Querschlag 9 bei Querschlagmeter 30 abgeteufte Blindschacht steht in der für D_1 typischen Wechsellagerung roter Mergelschiefer mit dünnen Dolomitbänkchen. In der normalen Abfolge der Schichten sind folgende Einzel-

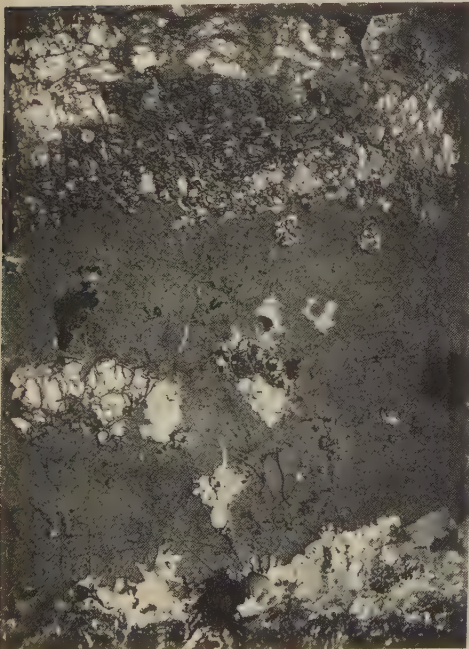
Bleiglanz Pyritkorn



Kupferkies

0 1 2 cm

Fig. 1 Um Kupferkieskörner ziehen sich Kupferglanz- und Covellinsäume, sodann Nadeleisenerz als Ausfüllung.



0 cm 1

Fig. 2
Lagige Anordnung von
Kupferkies, Bleiglanz
Malachit und Azurit in
einer Oxydationsfront.

heiten bemerkenswert: Der $C_2 + C_3$ Schichtkomplex erscheint um 2 bis 3 m geringmächtiger als in der Schachtquerschlagstrecke. Wie in Querschlag 6 und 7 tritt eine zweite geringmächtige, hangende Vererzungszone auf. Der kaffeebraune Dolomitkomplex zwischen den beiden Hauptvererzungshorizonten ist hier wieder deutlich gebankt. Die Grenze zwischen Kaffeeoolith und frischem Dolomit liegt hier schon in der Liegendbankserie. Der Kaffeeoolith greift wolzig in die gebankten Dolomite der Liegendbankserie hinein.

In diesen zersetzten Partien ist nicht nur der Dolomit durch mm^2 große, idiomorphe Bleiglanzwürfelchen imprägniert, sondern auch die 1 bis 2 cm starken Mergelassen sind mit Derberz durchspickt. In der unzersetzten Liegendbankserie weiter im Liegenden konnte keine Vererzung erkannt werden.

Zwischen Querschlag 9 und Rimonta 2 (Stm 75 und 90) des NW-Felds gerät die Strecke vorübergehend in das Liegende des Hauptvererzungshorizonts. Es wird hierbei Kaffeeoolith und unzersetzter Dolomit der Liegendbankserie durchörtet. Die Vererzung dieser liegenden Partien lag, wie die Analysen der Haufwerkproben ergaben, bei 0.3 bis 0.4 % (s. Beilage 7).

Die Rimonta 2 bei Stm 90 (Überhauen zur oberen Sohle) fährt wieder dem hier 50 cm bis 1.80 m mächtigen Hauptvererzungshorizont nach. Über die ganze Länge des Überhauens bleibt die Ausbildung des Hauptvererzungshorizonts stabil. Seine liegende Unterlage bildet überall massiger, harter, spurenhafte vererzter Kaffeeoolith mit vereinzelt kleinen Cerussitdrusen. Der Kaffeeoolith greift, ähnlich wie in Rimonta 3 und 4, taschenartig in die zersetzt-grusige, gelbgraubraune Hauptvererzungszone ein (Beilage 9). Der Hauptvererzungshorizont ist grob mit Erz imprägniert, jedoch schwanken die Gehalte sehr. Malachitausblühungen sind in den unteren 10 m selten, nehmen aber mit der Annäherung an die obere Sohle stark zu. Ein durchgehendes Derberzband ist nicht vorhanden. 1 bis 2 mm flache, handtellergröße Derberzlinsen zeichnen gelegentlich die Schichtung nach. Das Hangende des Hauptvererzungshorizonts ist scharf abgesetzt, es besteht aus massigem, gelbbraunem, oolithischem C_2 -Dolomit.

In der Lagerstrecke zwischen Rimonta 2 und 1 (Stm 90 bis 118) geht die Ausbildung der Hauptvererzungszone in derselben Art weiter wie es in der Rimonta 2 der Fall war. Zunächst (Stm 90 bis 104) ist der Hauptvererzungshorizont 1.20 bis 1.40 m mächtig, jedoch nur die oberen 50 cm sind mit 3 bis 5% vererzt. Die Partien darunter sind außergewöhnlich grusig und weich, die feinimprägnierte Vererzung beträgt 1 bis 2%.

Bei Stm 95 treten am Nordstoß der Lagerstrecke große Schlotten und Hohlräume auf. Sie sind im wesentlichen an die weichen mürben Partien in der unteren Hälfte

des Hauptvererzungshorizonts gebunden. Einzelne Klüfte sind schrattenartig erweitert, einige tektonisch zerruselte Partien sind durch kieselige Bindemittel breccienartig verkittet.

Bei Stm 104 tritt wieder ein Derberzband von 1 bis 4 cm Mächtigkeit auf. Es zieht die Grenze zwischen Hauptvererzungshorizont und hangendem, gelbem C_2 -Erzdolomit nach.

Zwischen Stm 104 und 118 ist die Hauptvererzungszone zwar nur ca 1 m mächtig, ihr Erzgehalt liegt aber im Durchschnitt über 3.5% (s. graphische Darstellung der Haufwerksanalysen Beilage 7). Das Gestein des Hauptvererzungsdolomits ist hier hart, splittrig, nur wenig angewittert. Unmittelbar im Liegenden des Hauptvererzungshorizonts liegt der graue, unzersetzte Dolomit. Die Verwitterungsgrenze liegt hier also hart im Liegenden des Hauptvererzungshorizonts.

Die ganze Hauptvererzungszone ist hier gleichmäßig gut erzimprägniert. Erzbestege an Klüften und mm-starken Derberzlinen sind häufig zu beobachten. Malachit- und Azuritanflüge werden in der Nähe der Rimonta 1 sehr häufig. Den hangenden Abschluß des Hauptvererzungshorizonts bildet noch immer das Derberzband mit der bekannten Verwachsung von Kupferkies, Bleiglanz, Covellin, Azurit und Malachit (Taf. 10 Fig. 2).

In der Rimonta 1 bei Stm 118 (Beilage 9) besitzt der Hauptvererzungshorizont nur noch eine Mächtigkeit von 35 bis 45 cm. Sein Erzgehalt ist aber recht hoch (über 5%). Das Liegende des Hauptvererzungshorizonts wird durch spurenvererzten, massigen, harten Kaffeeolith gebildet, der überall graugetupft erscheint und häufig dm^2 -große Flecken grauen, unzersetzten Dolomits zeigt. Das Gestein des Hauptvererzungshorizonts selbst ist graugelb und hart, mit Bleiglanz feinimprägniert.

Über der vererzten Zone liegt wieder steriler, mürber, zersetzter, gelbbrauner Dolomit. In der Mitte der Rimonta ist auch dieses hangende Gestein unzersetzt; es ist grau, hart und splittrig. Bituminöse, dunkle Suturlinien lassen eine gewisse Schichtung erkennen. Wir ersehen daraus deutlich, daß die Grenze der Verwitterung hier bis ins Hangende des Hauptvererzungshorizonts ansteigt.

Durch lokale Bleiglanz- und Malachitkonzentrationen wird in dem sonst massigen Gestein stellenweise eine Feinschichtung nachgezeichnet. Oft greifen die Malachitausscheidungen aber auch in Girlandenform diskordant über diese Feinschichtung hinweg. Derberzlinen von 10 bis 15 cm horizontaler Ausdehnung und 1-3 mm Mächtigkeit sind seltener als in der w. o. beschriebenen Lagerstrecke. Das Derberzband im Hangenden der Hauptvererzungszone hat eine Mächtigkeit von 2 bis 15 cm. Im Mineralbestand des Derberzbandes fällt der regelmäßige Wechsel von

lagigem Kupferkies mit Kupferglanz und Covellin, Bleiglanz, Malachit und Azurit auf (Taf. 10, Fig. 2).

Die Lagerstrecke südöstlich der Rimonta 1 (Stm 118 bis 130) steht etwas im Hangenden der Hauptvererzungszone, sie durchörtert allmählich den zweiten, hangenden Vererzungshorizont, der aber faziell nicht mehr ausgeprägt erscheint. Er konnte nur noch durch die chemischen Untersuchungsmethoden als handbreite, mit Bleiglanz feinimprägnierte Zone nachgewiesen werden.

Die Lagerstrecke durchörtert bei Stm 130 die SE-Hauptstörung II und steht danach in Werfener Schichten (s. Grubenplan Beilage 8). Nach dem Abbiegen nach NE wurde die regelmäßige Schichtfolge E_2 , E_1 , D_2 vom Hangenden zum Liegenden durchfahren. Bei der Gabelung in a- und b-Strecke erreichen wir mit dem Kompaßzug-Fixpunkt (K) 1 das SE-Feld.

b) Das SE-Feld

In der a-Strecke versetzt innerhalb des C_3 -Dolomits eine wohl der SE-Hauptstörung II zuzuordnende Störung den B_2 -Horizont ins Hangende, so daß der Erzdolomit hier fehlt und die Fortsetzung der Strecke in den unteren Bellerophon-schichten und dem oberen Grödenener Sandstein steht. Bemerkenswert ist das Auftreten von Gips in schichtkonkordanten Linsen und auf Fiederklüften in der gestörten Zone in den roten Mergeln und Kalken der D_1 -Zone.

Die b-Strecke, die von (K) 1 ausgeht und die Störung in der a-Strecke im Süden parallellaufend umgeht, läuft in spitzem Winkel zum Schichtstreichen und trifft, nach Durchfahren der regelmäßigen Schichtfolge, bei (K) 7 die Hauptvererzungszone des C_2 -Dolomits.

Im SE-Feld ist der Erzdolomit hell- bis dunkelgrau und wohlgebankt ausgebildet. Der C_3 -Dolomit ist nur leicht bräunlich gefärbt, er geht im Liegenden unmerklich in den gröber gebankten C_2 -Dolomit über; die leichten Faziesunterschiede innerhalb des C_2 -Dolomits sind kaum mehr festzustellen. Bei (K) 6 hat die Hauptvererzungszone eine Mächtigkeit von 60 cm bis 1 m. Sie erscheint hier als eine Zone dunkelgrauen Dolomits. Schwarze, bituminöse Suturlinien in regelmäßigen Abständen von wenigen Millimetern zeichnen die Schichtung nach. Den hangenden Abschluß der Hauptvererzungszone bildet eine 3 cm mächtige, schwarze, bituminöse Mergellasse. Das Liegende der Hauptvererzungszone besteht aus massigem bis dickbankigem, grauem, zuckerkörnigem Dolomit von 3 m Mächtigkeit, er geht nach unten durch allmähliche Bankung und Einschaltung schwarzer Mergellassen in die Liegendbankserie über.

Die Vererzung der Hauptvererzungszone besteht aus feiner Imprägnationsvererzung von Bleiglanz, Pyrit und Kupferkies; selten kommt Fahlerz und Zinkblende vor.

An einzelnen Stelle besteht der Hauptvererzungshorizont aus einem porösen, schwammartigen Agglomerat unzähliger rekristallisierter, 1 mm großer Dolomitrhomboederchen. In diesen Partien stecken zwischen diesen Dolomitspatkriställchen größere (Größe 3 bis 5 mm Durchmesser) Knotten von derbem Bleiglanz. Die hangende, Schieferlasse ist an ihrer Unterseite mit einer 0,5 bis 1 cm dicken Schwarte von derbem Bleiglanz, Kupferkies und Fahlerzen versehen. Der grobgebankte Dolomit im Liegenden der Hauptvererzungszone ist ebenfalls durch Imprägnation von Bleiglanz spurenhafte vererzt.

Der Gipsgehalt ist sehr stark. Der Gips tritt in schichtkonkordanten Linsen und Fiederspalt in allen Horizonten von D_1 bis C_1 auf. In der dunkelgrauen massigen Bank unmittelbar über dem Hauptvererzungshorizont ist er manchmal mit dem bloßen Auge in Form feiner Maserung bis zu rauhwackenartiger Ausbildung zu erkennen - ein Umstand, der im SE-Feld oft allein die nur spurenhafte vererzte Hauptvererzungszone auffinden läßt.

Die Imprägnationsvererzung greift teilweise in die schichtkonkordanten Gipsaugen hinein; die Bleiglanzkörnchen reichern sich, als wären sie der Schwerkraft gefolgt, im unteren, konkaven Teil der Gipslinien an. Das Phänomen ist besonders schön am NE-Stoß bei (K) 12 zu beobachten.

Eine zweite Vererzungszone ist nicht vorhanden.

Die c-Strecke folgt dem Hauptvererzungshorizont bis vor Ort im äußersten SE des Grubengebäudes. Die Vererzung, die in der Hauptvererzungszone zwischen (K) 9 und (K) 10 annähernd 2% betragen hatte, sinkt zwischen (K) 10 und (K) 21 auf 0,5 und unter 0,5 % ab. Die Hauptvererzungszone keilt aus, ihre Mächtigkeit beträgt bei (K) 14 50 cm, bei (K) 16 30 cm. Bei (K) 16 ist das Gestein stark zersetzt und mürbe, aber nicht oxydiert. Die Vererzung besteht nur noch aus vereinzelt Bleiglanzkörnern. Die bituminösen Suturlinien halten an, die Schieferlasse im Hangenden ist verschwunden.

Zwischen (K) 16 und (K) 18 war innerhalb der Hauptvererzungszone eine lange, enge Schlotte von ca 5 m angefahren. Ihre Wandungen waren von 1 bis 2 mm starken Schwarten von Bleiglanz (untergeordnet auch mit Kupferkies) bedeckt.

Bei (K) 19 ist die Vererzung nur noch auf Randbestege gipsgefüllter Klüftchen und auf die schwache Imprägnation einiger Gipslinsen beschränkt. Die Wandung einzelner, faustgroßer Kavernen ist drusenartig mit mm-großen Bleiglanzwürfeln besetzt. Die Mächtigkeit dieser schwach vererzten Partie beträgt 2 m.

Zwischen (K) 19 und (K) 20 besteht die Vererzung aus schwacher (0,5%) Bleiglanzimprägnation in hartem, splittrigem Erzdolomit. Die Hauptvererzungszone hat eine Mächtigkeit von maximal 50 cm. Beim Vortrieb hat man sich hier an

eine schlauchartige Schlotte gehalten, deren Wandung von mm-großen Dolomitspatrhomboederchen besetzt war und dazwischen knottenartige Vererzung von Bleiglanz und Kupferkies aufwies.

Der Querschlag 15 bei (K) 21 durchbricht die ganze bekannte hangende Schichtfolge bis in den D₁-Horizont hinein. Ein zweiter Vererzungshorizont konnte auch in diesem Aufschluß nicht beobachtet werden.

Jenseits der Störung zwischen (K) 22 und (K) 23, welche das Schichtpaket um ca 8 m ins Liegende versetzt, nimmt die Mächtigkeit der Hauptvererzungszone zunächst wieder zu. Sie beträgt zwischen (K) 23 und (K) 24 ca 3 m. bei einem geschätzten Erzgehalt von 1.5%. Über der Hauptvererzungszone liegt hier wieder eine schwarz-bituminöse, mergelige Lasse. Bei (K) 28 beginnt wieder der Umschwung: Abnahme der Mächtigkeit (sie beträgt bei (K) 32 noch 50 cm, vor Ort noch ca 30 cm) und Abnahme der Vererzung, die vor Ort nur noch in Spuren festzustellen ist.

Das Hangende der Hauptvererzungszone bildet immer noch die 3/4 m mächtige, graue, gipsführende Bank. Bei (K) 32 beginnt sie luckig, rauhwackig, dabei auffallend mürbe zu werden. Gleichzeitig werden Klüfte und Schlotten gipsfrei. Der C₂-Dolomit wird mürbe, zersetzt und oolithisch, behält aber seine graue, jetzt leicht weißliche Farbe und die bituminöse Streifung bei. Vor Ort zerfällt das Gestein in sandigen Grus und 0.5 cm große Polyederchen; die Vererzung hat so abgenommen, daß man in der Hauptvererzungszone nur selten noch ein Bleiglanz Korn findet.

Eine nichtsulfidische Bleivererzung ist in dieser Zone auch nicht vorhanden. Die Probe mit der Natriumrhodizonat-Schnellanalyse verlief ergebnislos.

c) Die obere Sohle

Die Lagerstrecken der oberen Sohle stehen von (K) 7 bis (K) 30 und von (K) 20 bis (K) 25 in der 1 bis 1.80 m mächtigen Hauptvererzungszone. Ihr Vererzungsgrad liegt durchweg über 3%, sie besteht aus gleichmäßig grober, manchmal in diskordanten Schlieren durch das Gestein ziehender Bleiglanzimprägnation in grusig-mürber, gelber bis weißlicher, dolomitischer Grundmasse.

Vereinzelte Derberzschmitzen und kleine Barytrosetten (Bei (K) 25) sichtbar. Malachit Ausblühungen in wechselnder Stärke, als kleine Körnchen, brombeerartigen Ausblühungen in Drusen und als Bestege auf kleinen Klüftchen häufig.

Schlierenartige Brauneisenausscheidungen nach Art Liesegangscher Ringe bewirken

bei (K) 20 und (K) 25 eine von der Richtung des Schichtstreichens abweichende feine Streifung und Bänderung des Gesteins.

Das Hangende der Hauptvererzungszone ist durch die Strecken von (K) 20 bis (K) 9 und durch den Querschlag bei (K) 14 gut erschlossen. Es beginnt unmittelbar über der Hauptvererzungszone mit einer 2 bis 3 m mächtigen Partie von spurenvererztem, hartem, wohlgebanktem, graubraunem Dolomit. Darüber wird der C₂-Dolomit schnell steril, massig, gelbbraun, sehr weich und oolithisch.

Eine zweite, hangende Vererzungszone fehlt.

Das Liegende des Hauptvererzungshorizonts besteht zwischen (K) 7 und (K) 26 aus gelbbraunem, hartem C₂-Oolith, von (K) 26 bis (K) 30 und von (K) 20 bis zum nordwestlichen Ende der Strecke wird der Hauptvererzungshorizont durch Kaffeeolith unterlagert.

Aus den Aufschlüssen der Querschlüsse 19 und 20 ins Liegende bei (K) 7 und (K) 29 kann man die graduelle Abnahme des Zersetzungsgrades nach dem Liegenden zu gut verfolgen:

Mit dem Eintritt in die Liegendbankserie wird im Querschlag bei (K) 7 der Dolomit zum typischen Kaffeeolith. Einzelne, mergelige Lassen verleihen dem Kaffeeolith ein gebanktes Aussehen. Die Grenze zum liegenden, unzersetzten Dolomit liegt hier 3 bis 4 m unter der Hauptvererzungszone und ist an eine schwarze, bituminöse Schieferlasse gebunden. Am NW-Stoß des Querschlags greift der Kaffeeolith mit 10 cm langen Fortsätzen über die Schieferlasse hinweg und wolkig in die unzersetzten Schichten hinein.

Diese Verwitterungsgrenze ist hier in ca 60 cm Mächtigkeit vererzt. Der Kaffeeolith über der Grenzlasse ist durch Feinimprägnation ca 30 bis 40 cm spurenvererzt. Die Grenzlasse selbst ist in ihrer gesamten Mächtigkeit von 2 bis 10 cm mit derbem Bleiglanz durchspickt. (Außerdem sind kleine Schwespatrosetten und etwas Kupferkies akzessorisch eingesprenkt.) Das frische Gestein unmittelbar unter den vererzten Lassen ist stark mit Bleiglanz imprägniert. Die Bleiglanzkörner zeichnen stellenweise eine Diagonalschichtung nach. Sie reihen sich perlschnurartig auf feine, bituminöse Suturlinien auf. Bei der Verfolgung der Grenzlasse in den kleinen Vortrieb nach SE innerhalb des Querschlags erkennt man, daß die Grenzlasse ein sehr unruhiges Relief hat, sie verläuft aber stets schichtkonkordant (Taf. 11).

Auf das rasche Auskeilen und Verschwinden der bituminösen Lassen innerhalb der Liegendbankserie (s. stratigraphischer Teil) soll an dieser Stelle noch einmal hingewiesen werden.

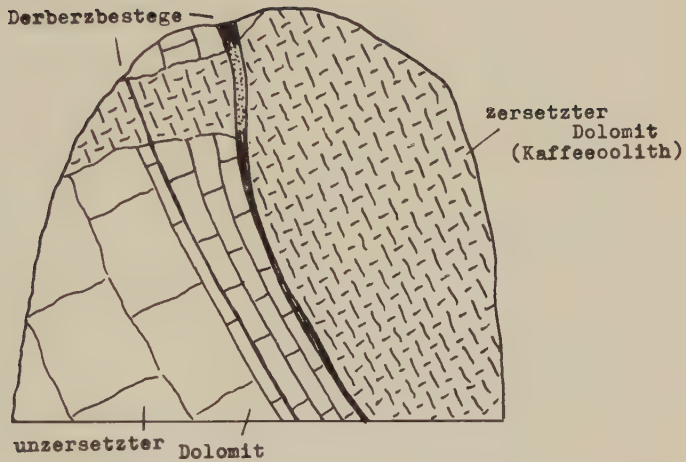
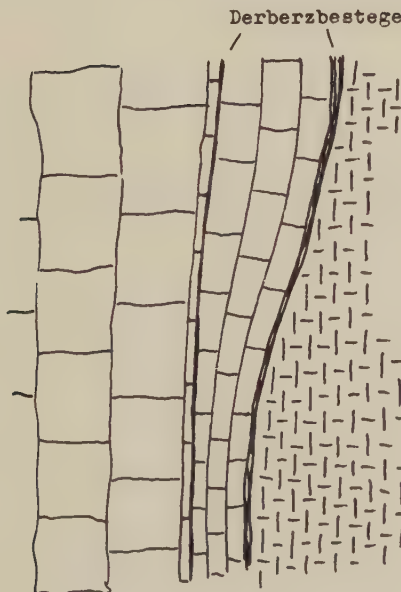


Abbildung von Stoß
und Firste im Qu 2o
in der oberen Sohle
der Grube Roncogno



Im Querschlag 20 bei (K) 29 liegt die Grenze zwischen Kaffeeoolith und dem unzersetzten Dolomit der Liegendbankserie 5 m unter dem Hauptvererzungshorizont. Sie pendelt zwischen 2 Grenzlassen, die durch eine 20 bis 40 cm mächtige Dolomitbank getrennt werden, hin und her. Die scharfe, oxydische Verwitterungsgrenze zwischen dem kaffeebraunen Oolith und dem dunkelgrauen Dolomit greift manchmal bis zu 1 m ins Liegende oder Hangende der Grenzlassen hinein. Beide Grenzlassen, deren Mächtigkeit 3 bis 5 m beträgt, sind mit derbem Bleiglanz durchspickt.

Am SE-Stoß kann man eine eindeutige Abhängigkeit zwischen Vererzung und Zersetzung beobachten: Die diagonal durch die Lasse ziehende Verwitterungsgrenze trennt ein spurenhafte imprägnationsvererztes, frisches Gestein und eine schwarz-bituminöse, spurenhafte vererzte Lasse auf der einen Seite von einem reich mit Bleiglanz imprägnierten Kaffeeoolith und der nun mit Derberz durchspickten Lasse (Taf. 11). Das Aufhauen innerhalb dieses Querschlags fährt den vererzten Lassen nach. Schon nach 5 m läßt die Vererzung nach und die eine übriggebliebene Lasse ist nur noch, ebenso wie das unmittelbar liegende und hangende Nebengestein, durch feine Bleiglanzimprägnation spurenvererzt.

Das Überhauen bei (K) 30 bleibt im Hauptvererzungshorizont, es schafft die Verbindung nach ca 20 m zu dem kleinen mittelalterlichen Duckelbau, der ebenfalls in der Hauptsache im Hauptvererzungshorizont steht.

2. Tektonik im engeren Lagerstättenbereich (Statistische Erfassung der Kleintektonik)

Wie im tektonischen Teil (S. 45) schon erwähnt wurde, liegt die Grube Roncogno im NE-Teil der Celva-Scholle. Die Strecken der Grube schließen drei selbständige Kleinschollen auf, von denen die mittlere in ihrer gesamten NW-SE-Erstreckung durchfahren wurde.

Diese mittlere Scholle ist gegenüber den beiden anderen eine "Hochscholle". In ihr liegt der Schacht, das NW-Feld und die obere Sohle der Grube. Im NW ist sie von einer 35 bis 40° streichenden, 60° SE fallenden Verwerfung begrenzt, der NW-Hauptstörung I. Jenseits dieser Störung stehen die Werfener Tonmergel einer westlich anschließenden Tiefscholle an, die jedoch wegen Wasserschwierigkeiten nicht weiter bergmännisch aufgeschlossen wurde.

Die südöstliche Begrenzung der Hochscholle bildet die SE-Hauptstörung II.

Die Schichten streichen im NW-Teil der Hochscholle zunächst 110°, nach SE zu schwenkt die Streichrichtung allmählich über 130° (bei Querschlag 8 und in der oberen Sohle) auf 145° am Südostende (bei Querschlag 9). Das Einfallen schwankt zwischen 35° und 55° SW. Demnach bildet die Hochscholle also eine flache, weitgespannte, nach S eintauchende Mulde (s. Grubenplan, Beil. 8).

Die Ausbildung der Klüfte verdeutlicht diesen Sachverhalt.

(Beilage 8) Kluftdiagramm I: In unmittelbarer Nähe der NW-Hauptstörung I bildet sich diese Verwerfung im Großgefüge des Gebirges in zahlreichen parallelen Klüften ab.

(Beilage 8) Kluftdiagramm II: Zwischen Querschlag 4 und 6 zeichnet die Kleinklüftung vor allem die Schichtung nach.

In der Richtung des generellen Schichtstreichens (130 bis 145°) und -fallens (45° S) gingen teilweise Scherbewegungen vor sich. Man findet oft horizontal verlaufende Harnischstriemung auf diesen schichtparallelen Klüften. Die Störung, welche die Lagerstrecke 5 m SE von (K) 6 und den Querschlag 4 in der angegebenen Richtung durchzieht, ist eine Blattverschiebung mit fast horizontalem Bewegungssinn von ESE nach WNW (s. Grubenplan Beilage 8). Der Südwestflügel der Störung wurde dabei relativ nach NW bewegt.

(Beilage 8) Kluftdiagramm III: Zwischen Querschlag 6 und SE-Hauptstörung II tritt im Kluftdiagramm kein ausgeprägtes Maximum in Erscheinung. Das Gebirge antwortete zwar auf die weitspannige Verbiegung mit einigen kleineren Brüchen, jedoch benutzen diese Brüche mehrere Richtungen. Die Klüfte stehen generell mehr oder weniger senkrecht auf dem Schichtstreichen, sie müssen als hol-Klüfte der flachen Mulde verstanden werden.

Die SE-Hauptstörung II bildet die Grenze zwischen der (mittleren) Hochscholle und der südöstlichen Tiefscholle. An den 60° bis 90° verlaufenden kleinen und großen Verwerfungen im Bereich der SE-Hauptstörung II erkennt man Schleppungen und mit 10° ganz flach nach E einfallende Harnischstriemen (s. Grubenplan Beilage 8). Der Schluß liegt nahe, daß die südöstliche Tiefscholle nicht abgesunken ist, sondern an 60° bis 90° verlaufenden Blattverschiebungen um 40 m in Liegende (nach ENE) versetzt wurde.

Das Streichen der Schichten in der südöstlichen Tiefscholle pendelt zwischen 120 und 145° , das Einfallen beträgt 50 bis 60° SW. Zahlreiche, kleine Blattverschiebungen mit Sprunghöhen zwischen 0.1 und 4 m zerhacken die Tiefscholle in einzelne, meist keilförmige Kleinschollen. Die 35° -Richtung wird von diesen Blattverschiebungen bevorzugt. Das Schichtpaket wird an diesen Blattverschiebungen staffelförmig nach NE, dem Liegenden zu, versetzt (s. Grubenplan Beilage 8).

Die Ausbildung der Kleinklüfte verdeutlicht diese Tendenz:

(Beilage 8) Kluftdiagramm IV: Dieses Kluftdiagramm wurde im Bereich der SE-Hauptstörung II aufgenommen. Es bildet sich die Nachbarschaft der Verwerfung durch zahlreiche parallel streichende, teilweise gegenseitig einfallende Klüfte im Diagramm ab.

(Beilage 8) Kluftdiagramm V: Wir haben im Diagramm scharf ausgeprägte Maxima bei 35° und bei 65° , in den Richtungen also, die von den kleineren Blattverschiebungen benutzt werden.

Beim Vergleich der Klüfte in den Diagrammen und der Verwerfungen im Grubenplan erkennt man, daß nur einige wenige Richtungen von Störungen benutzt werden. Es sind dies dieselben Richtungen, die auch schon über Tage in der Celva-Scholle vorherrschen (vgl. Kluftdiagramm 8 bis 12 im text. Teil, Beilage 8).

Der in der Grube Roncogno herrschende tektonische Kräfteplan gliedert sich in die allgemeine, nach NW gerichtete Abschiebungstendenz der Celva-Scholle ein. Diese Abschiebungstendenz kommt hier in zwei aufeinander senkrecht stehenden Teilbewegungen zum Ausdruck. Es sind dies einmal Blattverschiebungen nach NNE, zum andern Blattverschiebungen und Zusammenschub nach WNW.

Dadurch erhält man folgendes Bild: Durch Schub in WNW-Richtung wird die Hochscholle plastisch zu einer (wenn auch flachen) Mulde verbogen. Die in ihr auftretenden Blattverschiebungen ziehen hier ebenfalls in der WNW-ESE-Richtung.

Die südöstliche Tiefscholle wird dagegen nicht verbogen, sondern durch zahlreiche NNE/SSW und WNW/ESE streichende Störungen zerbrochen. Dem Druck in der SE-NW-Richtung antwortet die südöstliche Tiefscholle dadurch, daß ihre keilförmigen, kleinen Teilschollen nach NE ausweichen. Damit vollzieht sich hier ebenfalls eine Einengung in der SE-NW-Richtung. Die resultierende Komponente aus den beiden Bewegungen nach WNW und NNE ist mit der NW gerichteten Abschiebungstendenz der Celva-Scholle identisch.

Die beiden Hauptstörungsrichtungen in der Grube, die sich in den Kluftdiagrammen als Maxima bei 110 bis 140° und bei 35 bis 65° bemerkbar machen, verkörpern das Scherflächenpaar, welches der NW gerichteten Hauptspannung zugeordnet ist.

II. DER MINERALBESTAND DER VERERZUNG UND SEINE SEKUNDÄRE VERSCHIEBUNG

Aus der Beschreibung der Ausbildung des Nebengesteins ersieht man, daß das NW-Feld und die obere Sohle der Grube Roncogno in einer "Verwitterungszone" im Sinne von SCHNEIDERHÖHN (1924) steht.

In der Literatur (vor allem SMIRNOW 1954) wird immer wieder darauf hingewiesen, daß Blei-Zink-Lagerstätten mit aktivem, undurchlässigem Nebengestein (Kalk, Dolomit) selten eine scharf ausgeprägte Grenze zwischen verwitterter, oxydierter Zone und frischem Nebengestein besitzen. Es reichen vielmehr räumlich verwitternde Kerne mit sulfidischem Erz bis zur Tagesoberfläche hinauf, da die Verwitterung von Spalten ausgeht.

Eine scharfe Grenze zwischen Oxydations- und Zementationszone besteht im allgemeinen erst recht nicht, da durch das neutralisierende Nebengestein bei noch nicht zu weit fortgeschrittener Verwitterung eine konkretionäre Zementation überall in der Oxydationszone hervorgerufen werden kann.

In der Grube Roncogno zeigt sich ein selten klares Bild der Oxydationszone einer Blei-Zink-Lagerstätte in karbonatischem Nebengestein.

Die Erkennung der sekundären Stoffverschiebungen gelang umso leichter, als Vergleichsmöglichkeiten mit primärsulfidischen sowie oxydierten Lagerstättenbereichen durch Dünn- und Anschliffe aus dem SE-Feld der Grube Roncogno und den benachbarten Faedo und Doss le Grave bestanden.

Der Verwitterungsablauf im C_2 -Horizont erfolgte in allen Gruben in ähnlicher Reihenfolge:

1. Primärsulfidische Phase

Der unverwitterte C_2 -Erzdolomit besteht aus einer mikrokristallinen calcitisch-karbonatischen Grundmasse, in die wechselnd häufig 0.5 bis 0.8 mm große Onkoide mit mikrokristalliner bis pelitomorpher, dünner Schale eingesprengt sind. Die Onkoide sind aus mikro- bis kryptokristallinem Calcit und Dolomit zusammengesetzt. Die Vererzung in diesem Gestein besteht einmal aus feinen (0.1 bis 0.01 mm) Pyritkörnern, die in und außerhalb der Onkoide vorkommen. Um diese teils holokristallinen Pyritkörner, teils unregelmäßig begrenzten, mikrokristallinen Melnikovitpyritbläschen legt sich - nur außerhalb der Onkoide - ein Mantel von Kupferkies und (oder) Bleiglanz mit ebenfalls gelapptem Umriß (Taf. 12, Fig. 1).

Zinkblende und Fahlerz kommen in separaten Aggregaten in dentritischer Ausbildung vor, jedoch wurden diese Erzminerale in einwandfrei unverwittertem Nebengestein nicht angetroffen.

2. Stadium

Wir befinden uns hier im zementativen Bereich. Der äußerlich hart und frisch erscheinende, graue Erzdolomit zeigt mesokristalline Dolomitspat-rhomboeder innerhalb und außerhalb der Onkoide. Der Kupferkies und der

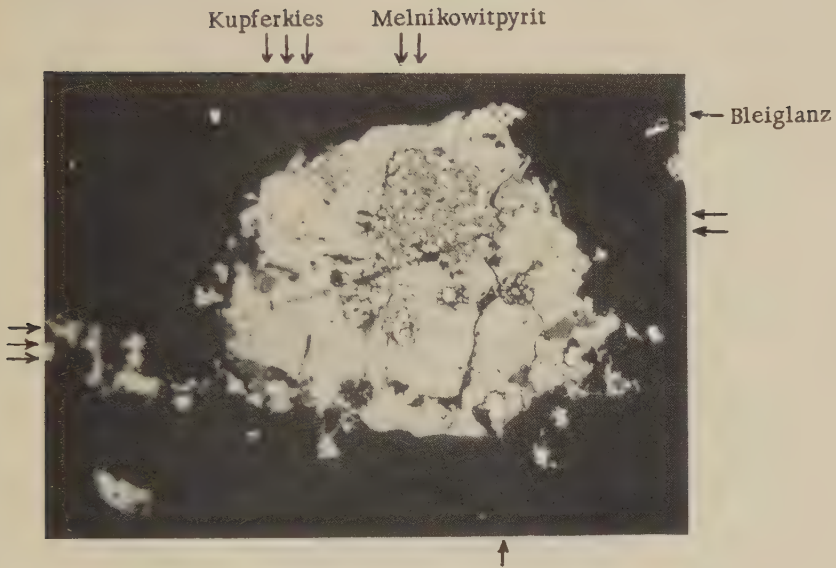


Fig. 1 Um den Pyrit liegen konzentrisch Schalen von Kupferkies und (hier wenig) Bleiglanz.



Fig. 2 Zwickel einer Grundmasse holödrischer Dolomitekristalle sind von Kupferkies ausgefüllt.

Bleiglanz besteht nun aus mesokristallinen Körnern. Der Pyrit behält meist seine ursprüngliche Form innerhalb der Kupferkies- und (oder) Bleiglanzkristalle. Wie die Abbildung des Schliffes aus dem SE-Feld bei (K) 7 zeigt (Taf. 12, Fig. 2), kann sich in dieser Phase das Gestein so ändern, daß die Zwickel einer Grundmasse holodrischer, mesokristalliner Dolomitspathomboeder von Kupferkies ausgefüllt sind.

Zinkblende tritt in mesokristallinen Kristallen auf, vergesellschaftet mit Fahlerz.

3. Stadium

Den Begriff der Oxydation erkennt man in der Grube Roncogno am Auftreten des Kaffeeooliths.

Der Kaffeeoolith besteht normalerweise aus einem mikro- bis mesokristallinem Gefüge allotriomorpher Calcitkörner, dünnchaliger Onkoide der w.o. beschriebenen Struktur und Ankerithomboedern sowohl innerhalb als auch außerhalb der Onkoide. Brauneisenflecken sind unregelmäßig eingestreut. Cerussit und Anglesit treten akzessorisch auf, Zinkspat selten. Pyrit und Kupferkies wurde hier nie beobachtet.

Bleiglanz dagegen tritt hier nur gleichzeitig mit Quarz in Erscheinung. Die Interstitionsräume sind von mikrokristallinem Quarzaggregat erfüllt, das vermutlich primär aus Kieselsäuregel bestand. Der Bleiglanz findet sich dem Quarz unmittelbar benachbart, er verdrängt meist die calcitische Grundmasse.

Der Vorgang des Verdrängens spiegelt sich am besten in einem Schliff von H. H. SCHULTZE-WESTRUM (Diplomarbeit 1958) wieder, wo ein idiomorpher Bleiglanzkristall Resorptionsrelikte von Schalen partiell verdrängter Onkoide erkennen läßt.

4. Stadium

Die gelbe ausgelaugte Ausbildung des C₂-Dolomits zeigt auch u. d. M. viele Kavemen und Hohlräume, die sowohl von Gips als auch von Calcit drusenartig teilweise wieder ausgefüllt sind. Im übrigen ist hier sowohl der Mineralbestand als auch das Gefüge ähnlich wie beim Kaffeeoolith ausgebildet. In vererzten Zonen erscheinen Malachit, Azurit, Cerussit und Anglesit als makrokristalline Drusenfüllungen.

Bei der Grubenkartierung wurde der Versuch gemacht, diese teilweise mit dem bloßen Auge zu unterscheidenden Stadien auszukartieren, indem das erste und zweite Stadium graphisch zusammengefaßt und das Stadium 3 und 4 jeweils mit

einer besonderen Signatur in den Grubenplan (Beilage 8) eingetragen wurde. Es stellte sich heraus, daß in Roncogno gut ausgebildete, stratigraphisch nicht ganz horizontbeständige Verwitterungszonen bestehen, die zeitlich erst nach der Tektonik entstanden sein müssen, weil ihre Grenzen ungestört über kleinere Verwerfungen hinweggehen.

Anscheinend wird die Horizontbeständigkeit der Verwitterungszonen durch die primäre, horizontbeständige Hauptvererzungszone verursacht. Denn wie man über Tage am Ausbiß des C_2 -Dolomits am NW-Hang des Chegul beobachten kann, greift die Verwitterung zuerst selektiv in der Hauptvererzungszone an. Der Grund für diese selektive Verwitterung ist das verschiedene elektrische Eigenpotential der Erzminerale:

Wo Erzkörner verschiedener Elemente nebeneinander liegen, fließt ein elektrischer Strom vom Mineral mit hohem Eigenpotential zum Mineral mit niedrigem. Dadurch wird die Lösung und Oxydation des Minerals mit niedrigem Potential entscheidend (meist um das 20-fache nach SMIRNOW 1954) beschleunigt.

Die bei der Oxydation entstehenden Säuren und Sulfosalze reagieren sofort mit dem (aktiven) karbonatischen Nebengestein, und die oxydative Verwitterung sinkt demzufolge innerhalb der vererzten Zone in die Teufe. Ist dazu wie in Roncogno die Verkarstung gering, so entsteht eine an die Vererzung gebundene, scharfbegrenzte Oxydationszone bis hinunter zum Stagnationsbereich des Grundwassers. Von dieser oxydierten Zone aus greifen die deszendenden Vorgänge flächenartig auf das unverwitterte Nebengestein über: Im Hangenden Auslaugung und Oxydation, auch konkretionäre Zementation der eventuell vorhandenen Erze an sulfidischen Kernen, im Liegenden Zementation der schwach schwefelaffinen Metalle Ag, Cu, Pb, unmittelbar vor der langsam vorrückenden Oxydationsfront in Bereichen primär sulfidischer Vererzung.

Wie man aus der Beschreibung der Vererzung im NW-Feld und der oberen Sohle und dem Grubenplan ersieht, liegen die Derberzanreicherungen stets auf den Grenzen der Verwitterungszonen; meist am Kontakt mit unterlagerndem frischem Nebengestein. (In der Lagerstrecke des NW-Felds z. B. bei (K) 8, 14, 17 bis 18; in der oberen Sohle im Querschlag 19 und 20,)

Griff die Oxydationsfront über die Hauptvererzungszone hinweg, so wurde die primäre wie auch die sekundäre Vererzung gelöst, oxydiert und weggeführt (z. B. im NW-Feld zwischen (K) 2 und 7; (K) 2 und 21).

Eine nochmalige Ausfällung erfolgte stets dann, wenn im Liegenden unmittelbar vor der Oxydationsfront wieder eine primäre Sulfidvererzung erreicht war:

im Bereich der Liegendbankserie (z. B. in der oberen Sohle bei Querschlag 19 und 20, in der unteren Sohle bei Querschlag 10 und 5, schwächer bei Querschlag 1 und im Liegenden von Querschlag 2b).

Der Kaffeeoolith im Liegenden des noch gut vererzten Hauptvererzungshorizonts zeigt an, daß zwar die Oxydation schon ins Liegende übergegriffen hat, jedoch eine nennenswerte Auslaugung noch nicht erfolgt ist. Doch zeigen die an diesen Stellen starken Malachit- und Azuritausbildungen, daß die Oxydation schon begonnen hat.

Die geologischen und chemischen Kriterien für eine Zementation sind die eindeutige Verarmung der Sulfidlagerstätte in der Oxydationszone, "auf die bei Eintritt der sulfidischen Erze plötzlich sehr viel reichere Erze folgen. Eine Abhängigkeit von morphologischen Faktoren muß dabei unverkennbar sein". (SCHNEIDERHÖHN 1924, S. 149).

Bei Lagerstätten der Paragenese: Silberhaltiger Bleiglanz, Zink, Kupferkies, Fahlerz fordert man weiter eine Anreicherung von Silber-, Kupfer- und Bleisulfiden im Zementationsbereich.

"Man versteht unter Zementation eine Ausfällung von Metallsulfiden durch andere Sulfide und auf deren Kosten aus Metallsulfatlösungen in der tieferen Verwitterungszone sulfidischer Erzlagerstätten". (SCHNEIDERHÖHN 1924, S. 148).

Dieses Zitat beschreibt treffend den Vorgang, daß Sulfatlösungen von Metallen, die in der SCHÜRMANNschen Reihe (1888) infolge ihrer stärkeren Affinität zum Schwefel vorn stehen, Metalle mit geringerer Schwefelaffinität aus ihren Sulfidverbindungen verdrängen.

Die Umlagerungen innerhalb der Oxydations-Zementationszone erfolgen sowohl in iondispersen wie auch kolloidalen Lösungen. Aus iondispersen Lösungen bildet das Bleisulfat in Reaktion mit dem karbonatischen Nebengestein meist Cerussit, gelegentlich auch Anglesit, die somit typische Minerale der Oxydationszone sind. In kolloidalen Lösungen dagegen kann das Bleisulfat in größere Tiefen geführt werden, wo beim Zusammentreffen mit weniger edlen Sulfiden eine Ausfällung und damit zementative Anreicherung von Bleiglanz erfolgt. Daher muß der Bleigehalt in karbonatischem Milieu nicht in der Oxydationszone festgehalten werden, sondern er gelangt in die Zementationszone.

Hierzu sind noch die Angaben von CLARKE & MENAUL (1916) zu beachten, die besagen, daß bei Anwesenheit von Schwefelwasserstoff in alkalischen Lösungen die Sulfide in erheblichem Ausmaße Neigung zeigen, in kolloidale Lösungen überzugehen.

Es ist deshalb kein Grund vorhanden, die sekundär-zementative Natur unserer Derberzkonzentrationen in Zweifel zu ziehen.

Der Sachverhalt ist selbst da offenkundig, wo die Oxydation schon auf die zementativen Derberze übergreift. Das ist fast überall der Fall, wo das Liegende der Vererzung bereits von Kaffeeoolith gebildet wird. Die Erze zeigen hier für die beginnende Oxydation typische Verdrängungstexturen (Lagen-, Krusten- und Adertexturen) bei meist allotriomorph-körniger Struktur. Schon makroskopisch erkennt man die bunten Oxydationsfronten von Azurit und Malachit, die den mit Kupferkies verwachsenen Bleiglanz verdrängen.

Im Bereich des NW-Feldes und der oberen Sohle haben wir den für karbonatisches Milieu typischen Übergang von der Oxydationszone (Malachit-Azurit-Samtblende) zur Zementationszone (mit Covellin, Kupferglanz und derbem Bleiglanz). U.d.M. erkennt man hier folgendes (Taf. 10, Fig. 2):

Der derbe Kupferkies ist durchadert von unzähligen kleinen Gängchen. Diese Gängchen sind vom Kupferkies ausgehend folgendermaßen ausgefüllt: Zunächst feine Kupferglanzsäume, weniger häufig Covellinsäume, sodann als Füllung der Risse Nadeleisenerz, seltener Rubinglimmer (Goethit) in traubig-krustenförmigen Massen, "Samtblende".

Im Hangenden des Kupferkiesbereichs nimmt das Nadeleisenerz überhand, es tritt eine rhythmische Struierung auf. Das Nebengestein ist stark mit Malachit und Azurit durchsetzt, diese Karbonate wurden nur am Kontakt mit Kupferglanz beobachtet. Im Liegenden des Kupferkiesbereichs herrscht Bleiglanz vor, in wahrscheinlich mikrokristalliner Ausbildung. Pyrit kommt mit Bleiglanz und im Kupferkies vor (Taf. 12, Fig. 1; Taf. 10, Fig. 1).

Es liegen hier eindeutig die typischen oxydativen Verdrängungen des Kupferkieses durch Limonit (indigenous limonite nach BLANCHARD & BOSWELL 1930 und 1934) vor in der spezifischen zelligen Textur. (Cellular boxwork structure nach BOSWELL & BLANCHARD, 1925, 1929).

Der Bereich des SE-Felds der Grube steht nicht in der Oxydationszone. Die Derberzkrusten auf Schlotten, die Derberzbestege in Tonschieferlassen, die u.d.M. sichtbaren Rekristallisationserscheinungen in den Intergranularen nicht nur von Kupferkies und Bleiglanz, sondern auch die des Nebengesteins (Taf. 12, Fig. 2) zeigen, daß auch in diesem Grubenteil Lösungsumsätze stattgefunden haben müssen. Das Vorkommen von Kupferglanz und Covellin deutet darauf hin, daß zumindest teilweise die Lösungsumsätze zementativer Art sind.

In diesem Lagerstättenbereich wurden nach ihrer Häufigkeit folgende Erzminerale angetroffen: Silberhaltiger Bleiglanz, Kupferkies, Pyrit, eisenarme Zinkblende (Honigblende), Tetraedrit.

Das Nebengestein besteht aus feinkörnigem Calcit und Dolomitspat. Gips kommt nur in makroskopischen, feinkristallinen Putzen, Schlieren, Linsen und Kluftfüllungen (Fiederspalten) vor. Innerhalb der Gipsanreicherungen sind Bleiglanzkörner oft geopetal eingeregelt.

Im übrigen wiederholt sich u. d. M. monoton die w. o. beschriebene Paragenese: Um winzige Gelpyritbrombeeren lagern sich Kupferkies- und (oder) Bleiglanzkörner mit unregelmäßig gelapptem Umriß. Bei größerer Häufung dieser kleinen Erzaggregate tritt in Zwickeln Fahlerz (Tetraedrit) auf, manchmal auch idiomorpher Kupferkies und Bleiglanz, welche die angrenzenden Karbonatkörner verdrängen.

Gediegenes Silber wurde nicht beobachtet.

Zinkblende kommt (im SE-Feld bei (K) 7) nur als mesokristalline, hypidiomorphe Imprägnation hellbrauner Honigblende in der hangendsten Bank der Liegendbankserie vor.

III. SPURENELEMENTE

Im Institut für allgemeine und angewandte Geologie der Universität München wurden 5 Spektralanalysen von Erzen der Grube Roncogno ausgeführt.

Es handelt sich um folgende Proben:

1. Bleiglanz mit Kupferkies aus dem Derberzband bei (K) 17 im NW-Feld der Grube.
2. Bleiglanz mit Kupferkies aus einer Derberzlinse bei (K) 14 im NW-Feld der Grube.
3. Bleiglanz mit Kupferkies aus der stark erzimprägnierten Hauptvererzungszone im Querschlag 9 im NW-Feld der Grube.
4. Bleiglanz mit Kupferkies aus einer Derberzlinse der Hauptvererzungszone in der b-Strecke im SE-Feld der Grube.
5. Bleiglanz mit Kupferkies aus einer Derberzanreicherung der Hauptvererzungszone in der c-Strecke im SE-Feld der Grube.

Die halbquantitativen Analysen erwiesen das Vorhandensein folgender Metalle in abnehmender Häufigkeit:

Blei, Kupfer, Silber, Eisen, Zink,
Arsen, Zinn, Antimon, Mangan, Wismut.

Bei Probe 3 und 5 steht Wismut an erster Stelle der zweiten Reihe.

C. ZUR GENESE DER LAGERSTÄTTE

I. DIE GEOLOGISCHE ENTWICKLUNG DES BILDUNGSRAUMES

(Sedimentationsbedingungen und Palaeogeographie vom Grödener Sandstein zu den Werfener Schichten)

Die Kenntnis der Sedimentationsbedingungen an der Wende vom Perm zur Trias sind für das Verständnis und die genetische Deutung dieses Lagerstättentyps der schichtgebundenen Vererzungen in den karbonatischen Bellerophonschichten maßgebend. Die Sedimentationsbedingungen sind bei den Feldarbeiten sorgfältig beachtet worden, die teilweise verschiedenartige Ausbildung der Sedimentabfolge an den einzelnen Lokalitäten in der Umgebung von Trient wurde im stratigraphischen Teil ausführlich abgehandelt. Nachfolgend nun zusammenfassend die Darstellung und Deutung der geologischen Vorgänge auf Grund der faziellen Ausbildung.

Der Grödener Sandstein ist nach KLEBELSBERG (1935) (vgl. S. 311) seinem Normaltypus nach ein roter, häufig (lagen- und nesterweise) gebleichter Quarzsandstein, bald tonfrei, bald mit feinerem tonigem Zwischenmittel, dünnsschichtig bis dickbankig. Wir finden in ihm Geröllagen, Wellenfurchen, Trockenrisse und diskordante Schichtung, aber auch dolomitisch-kalkige Horizonte, manchmal Gipsabscheidung. Auf die regionalen faziellen Ausbildungen geht KLEBELSBERG ein (1935 S. 280):

"In den Lienzer Dolomiten im E liegt dieses erste Glied der Schichtfolge auf Verrucano-Konglomeraten, welche nach oben in helle bis rötlich gestreifte Quarzsandsteine übergehen, mit untergeordneten Einschaltungen tonigen und Quarzporphyrmaterials."

(Vergl. weiter S. 297): "Weiter im Westen am Karnischen Kamm liegen auf dem Sockel des Quarzporphyrs (und evt. der Tarviser Breccie) zunächst rote, quarzige, permische Konglomerate von maximal 200 m Mächtigkeit, die oben durch Feinerwerden des Korns und tonige Zwischenlagerungen in den Grödener Sandstein übergehen. Wir treffen hier auch kalkig-sandige Konkretionen und Kohleschmitzen."

Über das Judikarische Gebiet sagt KLEBELSBERG (1935 S. 316) folgendes Wesentliche: "Aus den obersten Porphyrgesteinen geht nach oben hin mit sehr unebener,

ungleichmäßiger Grenzfläche durch erosive Aufarbeitung der Grödener Sandstein hervor."

Für das Gebiet südlich von Auer gilt wohl: ". . . es setzen über dem Porphyry zuerst grobe, dann feinere Sandsteine ein. Ab und zu, besonders in höheren Lagen sind dem Sandstein gelbliche, dolomitische Partien eingelagert, Dolomitsandstein, Lagen und Knuern sandigen Dolomits. Die Mächtigkeit schwankt, übersteigt stellenweise, z. B. südlich Matschatsch, 100 m."

In der Literatur wurde schon immer auf die engen Beziehungen zwischen Quarzporphyr und Grödener Sandstein hingewiesen:

RICHTHOFEN (1860, vergl. S. 47) erblickte im Grödener Sandstein einen Sedimentärtuff, d. h. Zusammenschwemmungen losen Porphyrs, die mit dem Porphyry gleichzeitig entstanden. "Nach oben hin finden sich fremde Beimengungen ein und die Spuren des Transportes durch bewegtes Wasser, die Abrollung der Bestandteile wird größer." Zu dieser Ansicht kam er durch folgende Tatsachen: "Die Grenze zwischen Sandstein und Porphyry ist nirgends scharf. Der Sandstein verliert seine Schichtung, wird dickbankiger und fest und geht zum Liegenden unmerklich in massigen Porphyry über." (Vgl. hierzu v. WOLFF 1909, S. 146). Der Kornbestand - abgerundete Feldspat- und Quarzkörner in lockerer, feintuffiger Grundmasse - würde auf eine Entstehung des Grödener Sandsteins durch "Zusammenschwemmung losen Porphyrauswurfs" hindeuten.

Diese Ansicht der Bildung des Grödener Sandsteins wird von SUESS (1868, vgl. S. 803), DOELTER (1873, vgl. S. 569), mit Einschränkung von TELLER (1880, vgl. S. 94) und v. WOLFF (1909, vgl. S. 47) geteilt.

RICHTHOFEN nahm dabei vom unterlagernden Porphyry an, daß die ersten Ausbrüche des Porphyrs auf dem Lande erfolgt seien, die späteren Eruptionen dagegen seien untermeerisch vor sich gegangen. Gleichzeitige Tufferuptionen und Tuffablagerungen würden teilweise zusätzlich die Grenze zwischen Kristallin und Sediment verschleiern.

LEPSIUS (1878, vgl. S. 35 u. S. 156) hält dagegen die Porphyrruptionen im westlichen Südtirol für subaerisch, und behauptet: "Die Grenze zwischen dem Eruptivgestein und dem Sandstein ist eine scharfe." Er nimmt einen Hyatus zu Ende der Porphyrruptionen an und läßt den Grödener Sandstein sich als Buntsandstein diskordant auf die "durch bedeutende Gebirgsstörungen" zerbrochene Porphyrtafel ablagerern.

v. WOLFF (1909) findet durch mikroskopische Untersuchungen, daß sich der überlagernde Sandstein stets nur aus dem Material des örtlich jeweils in seinem Liegenden befindlichen Quarzporphyrostromes zusammensetzt, "so daß die Eigenarten in der Mineralzusammensetzung des Porphyrs sich in dem darüberliegenden

Sandstein spiegeln." (Vgl. S. 147.) Weiter weist v. WOLFF nach, daß sich der Grödener Sandstein nicht aus den oberen Porphyridecken allein bildet, sondern "eine diesem Vorgange vollständig analoge Sandsteinbildung findet sich mehr oder weniger deutlich bei fast allen Ergüssen, die selbst späterhin von anderen massigen Strömen überlagert werden, beispielsweise beim Eggentaler Porphyr auf der Höhe des Krummeck und in besonders großem Maßstabe am Blumauer Porphyr bei Pröbel und Siffian, ein Beweis, daß die Entstehungsbedingungen während des gesamten Verlaufs der Porphyruptionen sich kaum geändert haben dürften." (Vgl. S. 147-148). Und an anderer Stelle (v. WOLFF 1909, vgl. S. 94) findet man "auf der rechten Seite des Villnöstales mehrfach Porphyrsandsteine und Konglomerate feineren Kornes. Dieselben . . . können . . . höheren Horizonten und selbst dem Grödener Sandstein zuzurechnen sein, Teilweise sind sie jedenfalls älter als der Kastelruther Porphyr." v. WOLFF folgert deshalb, daß "Quarzporphyr und Grödener Sandstein also als gleichzeitige Bildungen, als ein geologisches Äquivalent anzusehen und nicht voneinander zu trennen" sind. (v. WOLFF, 1909, S. 148).

Diese zum Teil widersprüchlichen Einzelbeobachtungen, die ich zitierte, fügen sich harmonisch zu einem Bild der faziellen Abfolge der äqui- und posteruptiven Ablagerungen auch im Trientiner Bereich zusammen, wenn man die Aussagen der älteren Autoren dem jeweiligen Faziesbereich zuordnet, der zur Debatte steht.

So haben zweifellos RICHTHOFEN (1860) und WOLFF (1909) den Faziesbereich A_2 beschrieben, der auch in unserem Trienter Bereich stark abhängig von der jeweiligen Unterlage ist, wie wir aus der stratigraphischen Beschreibung schon ersahen.

Hierzu auch TRENER (1933, vgl. S. 18 und 19): "Im S des Blattes Trient gehen die oberen Tufflagen allmählich in grauen Sandstein über, bei Caldonazzo liegt der Sandstein direkt auf dem Phyllit, im Norden von Trient, wo der Grödener Sandstein auf dem Porphyr liegt, zeigt er die typische grobkörnige, rote Ausbildung des Grödener Sandsteins."

RICHTHOFEN und WOLFF schenken, beeindruckt von der bei Bozen ungewöhnlich mächtigen Ausbildung des unteren Grödener Sandsteins (= A_2 "Porphyzeratz") den oberen, geringmächtigen, regional weitgespannten, vom kristallinen Sockel unbeeinflussten klastischen Partien (A_3) zu wenig Aufmerksamkeit und erklärten den ganzen Grödener Sandstein für einen eng mit dem jeweiligen Porphyrausbruch zusammenhängenden Sedimentärtuff.

LEPSIUS dagegen (1878, vgl. S. 156), befangen in seiner vorgefaßten Meinung, den Grödener Sandstein mit dem germanischen Buntsandstein zeitlich koppeln zu können, beobachtete das unbeeinflusste Übergreifen von sandigen Schichten (A_3) über die verschiedensten kristallinen Unterlagen (vgl. S. 29 und 30) außerhalb des Quarzporphyrs, so z. B. bei Recoaro, Val Giulín und Val Averta, wo unsere A_2 -Fazieszone, der "Porphyrsersatz" nicht ausgebildet ist. Er erklärte sich deshalb für eine Diskordanz wieder zwischen gesamtem Grödener Sandstein und Quarzporphyr, wo bestenfalls durch das Fehlen von A_2 von einer Schichtlücke zu sprechen ist. Er folgerte, der Quarzporphyr sei "terrestrisch" gebildet und "von der Denudation benagt".

TELLER (1880) erklärte sich, infolge des Hervorgehens von A_2 aus dem Porphyr, durch den Augenschein überzeugt, scharf gegen eine Diskordanz und schloß sich der Auffassung RICHTHOFENS für das Gebiet zwischen Etsch und Eisack an.

Die Hinweise in der Literatur und meine Beobachtungen im Gelände im Gebiet von Trient machen für die Zeit des Grödener Sandsteins eine Annahme wahrscheinlich, die für unser Gebiet mit dem von HERITSCH (1940) entworfenen Bild der Palaeogeographie des oberen Perm übereinstimmt.

Demnach beginnt im oberen Perm der oszillicrende Vorstoß des Permmeeres von Südosten her. Er schafft die neritische Bildung der feinsandigen Grödener Schichten in Kärnten. Es erfolgte nun die zeitlich recht kurz anzusetzende Eruption des Quarzporphyrs. Die Oberfläche der Quarzporphyrdecken erhob sich größtenteils über den Wasserspiegel.

In Pausen zwischen den einzelnen Eruptionsphasen gingen drei Vorgänge nebeneinander her:

1. Feinsandige Ablagerung im Flachmeerbereich der "Grödener Schichten".
2. Terrestrische Verwitterung der jeweiligen Porphyroberfläche.
3. Zusammenschwemmung losen Porphyrauswurfs in den Niederungsgebieten der Porphyrtafel.

Tufflagen innerhalb einer Porphyrdecke und zwischen den einzelnen Porphyrdecken, sowie deren erosive Aufarbeitungsprodukte verzahnen sich in Senken und in den Randgebieten der Porphyrtafel; sie gestalten das Profil unregelmäßig und bedingen starke Mächtigkeitsschwankungen der sedimentären Komponenten. Am Ende der Eruptionstätigkeit mehren sich die Anzeichen, daß die Transgression des Meeres weiter ging in NNE-Richtung. Die Senken werden aufgefüllt, und das Relief der Porphyroberfläche versinkt im Meer. Infolge der Transgression greifen Mergelton- und sandige Dolomitlagen am Ende der Grödener-Sandsteinzeit über die wechselnd mächtigen, im Norden recht schwächtigen, rein sandigen Ablagerungen

gerungen. Die obere, bunte Tonschieferbank, mit der die sandig-glimmerigen Kalkmergel des oberen Grödener Sandsteins abschließen, zeigt an, daß nun in unserem Gebiet die in den Bellerophonschichten vorherrschenden salinar-euxinischen Verhältnisse begonnen haben.

Die Bellerophonschichten. In seinem Standardwert "Geologie von Tirol" gibt KLEBELSBERG (1935, S. 316) für das Judikarische Gebiet rechts der Etsch zwischen Grödener Sandstein und eindeutig Werfener Schichten (Gastropodenoolith) einen "geringmächtigen (10 bis 20 m) Komplex nur eventuell noch sandig verunreinigter, harter, gelblicher, braun anwitternder Dolomite und dolomitischer Mergel" an, in denen selten unzureichend bestimmbar Muschelsteinkerne gefunden wurden. außerdem treten ab und zu Kupferausblühungen und Baryt auf. Obwohl es sich hier zweifellos um unsere Bellerophonschichten handelt, mußte er, weil palaeontologische Anhaltspunkte fehlen, die Abgrenzung der Bellerophonschichten offenlassen.

In den Südtiroler Dolomiten geben BITTNER (1892), KLEBELSBERG (1935, S. 318) für die Bellerophonschichten dagegen eine Mächtigkeit von 200 m an. Sie können in drei Abschnitte unterteilt werden: In eine graue, tonige Serie mit Gips im Liegenden; in eine mittlere, gelbe Serie von Zellenkalken und Rauhwacken mit zwischengelagerten Mergelschichten; und in eine mächtige Abteilung im Hangenden, welche von dunklen, weißgeäderten bis braungrauen Stinkkalken und gelblichen Kalksandsteinen gebildet wird. In dieser hangenden Abteilung findet man vor allem in zwischengelagerten bunten Mergeln und Mergelkalken zahlreiche Arten von Bellerophoniten.

Für das Grenzgebiet zwischen Judikarischem und Dolomitengebiet (von Salurn im Süden bis Bozen im Norden) beschreibt KLEBELSBERG (1935, S. 326) "gelbliche Dolomite und Oolithe mit Gips, Kupferausblühungen" als fragliche Bellerophonschichten.

MOJSISOVICS (1879, S. 36) beschreibt für das Gebiet von Trient lichte, häufig polyedrisch zerbröckelnde Kalke mit roten Flasern und gelblicher Verwitterungsrinde. Er erwähnt eine fossilieere, monoton graue, gipsführende Abfolge dolomitischer Kalke und Mergel und spricht die Vermutung aus, daß im oberen Perm sich in unserem Gebiet große Inlands-Salzwasserbecken befanden, die nach kurzem Bestande teils aussüßten, teils austrockneten (S. 38). Erst mit der Rückkehr mariner Bedingungen gelangte die Fauna des Bellerophonkalkes in unser Gebiet.

Das Gebiet von Trient befindet sich an der Nahtstelle zwischen Judikarischem Gebiet und dem Dolomitenbereich. Die Ausbildung der Bellerophonschichten

fällt hier naturgemäß als eine Übergangsfazies aus: Wir haben mit 60 m (Trient) bis 80 m (Faedo) zwar größere Mächtigkeiten als im Judikarischen Mendelgebiet, jedoch führen nur die hangenden Partien Fossilien. Dies erschwert die palaeontologisch exakte Grenzziehung im Liegenden gegenüber dem Grödener Sandstein.

Wenn wir, aus unserer Kenntnis der faziellen Ausbildung der Schichtenfolge heraus, teilweise direkt auf ihre Bildungsbedingungen schließen, wo wird das von MOJSISOVICS (1879, S. 36-38) schon erkannte Übergreifen des Meeres nach W innerhalb des oberen Perm bestätigt (HERITSCH 1940). Die Serie gutgebankter Dolomite und Kalksteine, deren untere Partien stets Gips führen, nimmt von E nach W an Mächtigkeit ab:

Lokalität	Mächtigkeit der Bellerophonschichten
<u>Kärnten</u> (nach HERITSCH)	500 m
<u>Südtiroler Dolomiten</u> (nach OGILVIE-GORDON)	
Cortina d'Ampezzo	210 m
Fassa-Grödener Tal/Enneberg	140 m
<u>Gebiet von Trient</u>	60-80 m
<u>Mendelgebirge und Judikarische Alpen</u> (nach KLEBELSBERG)	10-20 m

Die Schichtabfolge der Bellerophonschichten spiegelt folgende Sedimentationsbedingungen getreulich wieder: Die klastischen Flachwassersedimente im oberen Grödener Sandstein werden an der Wende Grödener Sandstein/Bellerophonschichten von der tonig-kalkigen Sedimentation salinarer Becken abgelöst. Die vorübergehende Einschwemmung erosiv aufgearbeiteten Tuffmaterials und von klastischem Detritus des Grödener Sandsteins im B_1 -Horizont wird gefolgt von der schwarzgefärbten, tonig-mergeligen Sedimentation stagnierender Becken im B_2 - und B_3 -Horizont. Da danach endgültig der längere Abschnitt überwiegend karbonatischer Sedimentation salinarer Prägung beginnt, ist es nur logisch, den vorangegangenen Abschnitt der vorwiegenden Schiefertonsedimentation in einer eigenen Schiefertondepartung als "untere Bellerophonschichten" zusammenzufassen. Die "oberen Bellerophonschichten" beginnen mit gipshaltigen, bituminösen, gebankten Dolomiten und Kalkdolomiten, die erzimprägniert sind und nur noch in ihrem unteren Bereich Schiefertoneinlagerungen aufweisen. Nach dem Übergang zur chemisch-salinen Sedimentation beginnt also die Vererzung. Sie ist stets nur an diese Fazies, die bituminösen, gipsreichen, dickbankigen Dolomite des C_1 - und C_2 -Horizonts gebunden.

Die darüberliegende unvererzte Zone, der C_3 -Horizont ("Hangenddolomit"), ist feingeschichteter; mit Einschaltungen bunter Schiefertonlagen kündigt sich in ihr schon die Zone der "bunten Hangendschiefer" (der D_1 -Horizont) an.

Die Ausbildung der Fazies im D_1 -Horizont zeigt an, daß durch vorübergehende Frischwasserzufuhr die Salinarität aufgehoben wurde. Das Eisen liegt hier nicht mehr als Sulfid, sondern in oxydierter Form vor. Das Auftreten von marinen Permffossilien läßt auf weitgehendes Vordringen des Meeresraumes im D_1 -Horizont schließen.

Die Werfener Schichten. Erst KLEBELSBERG (1935, S. 317) wies darauf hin, daß die Werfener Schichten im Judikarischen Gebiet ähnlich wie in den Dolomiten ausgebildet sind. Er beschreibt für beide Bereiche eine Schichtabfolge, in der wir in allen Einzelheiten die Sedimentationszyklen unseres Kartierungsgebiets wiedererkennen. Wir haben aber einige Abweichungen in Bezug auf Mächtigkeit und fazielle Ausbildung, die nachstehend hervorgehoben werden sollen:

1. Entgegen den Verhältnissen in den Südtiroler Dolomiten ist der rote Gastropodenoolith in seiner typischen Ausbildung in unserem Gebiet nur an der Basis der Campiller Schichten entwickelt. Oolithische, auch rötliche Kalkbänke treten zwar auch in den mittleren Campiller Schichten auf (s. w.o. Beschreibung der Schichtfolge), aber durch ihren größeren Dolomitgehalt, die mürbe, gelbfleckige Gesteinsausbildung und die Seltenheit der Gastropodensteinkerne sind diese Horizonte auch bei der Kartierungsarbeit leicht von der Gastropodenoolith-"Leitbank" zu unterscheiden.
2. KLEBELSBERG erwähnt (1935, S. 331) dünne, kleingeröllige Konglomeratlagen innerhalb der Werfener Schichten. Eine dieser Lagen, welche ein morphologisch hervortretendes, rauhwackiges Schichtpaket im Hangenden abschließt, bezeichnet er als brauchbar für die Abgrenzung der Seiser gegen die Campiller Schichten (Kokensches Konglomerat, v. WITTENBURG 1908).
Wie aus der Schichtbeschreibung hervorgeht, wurden in unserem Bereich keine Konglomeratlagen innerhalb der Werfener Schichten gefunden. Jedoch ist zu erwägen, ob die 6 m unterhalb des Gastropodenooliths auftretende, grobsandige Bank mit dem Kokenschen Konglomerat nicht parallelisiert werden kann. In der Tat treten ja die Bänke im Liegenden der grobsandigen Bank morphologisch stark hervor, auch werden sie bei der Verwitterung luckig-kavernös.
3. Für das judikarische Gebiet gibt KLEBELSBERG gegen die obere Grenze der Campiller Schichten hin bei Hocheppan 10 - 30, sonst bis 100 m mächtige Zellendolomite an. Zellendolomite sind in unserem Gebiet dagegen nur lokal entwickelt und nie mächtiger als 10 m.

Die untersten Seiser Schichten unterscheiden sich zunächst nur faunistisch, nicht aber faziell von den oberen Bellerophonschichten. Der schon im oberen Perm eingeleitete Vorgang der Ablösung der salinaren Ablagerungen durch küstenfernere marine Sedimente geht weiter. Schon in den oberen Seiser Schichten stabilisiert sich (nach einer kurzfristigen Einschüttung gröberklastischen Materials) für die gesamten Werfener Schichten der im D_1 -Bereich der oberen Bellerophonschichten eingeleitete Trend, nur noch rote, dünnbankige, mehr oder minder sandige und karbonatische, glimmerführende Pelite in raschem Wechsel mit hellen, gutgebankten, teilweise oolithischen Dolomiten abzulagern.

Der Gastropodenoolith repräsentiert innerhalb dieser Schichtfolge das explosive, kurzfristige Aufblühen einer zwar artenarmen, aber individuenreichen, kleinwüchsigen Fauna, das wahrscheinlich an eine vorübergehend andersartige Wasserbeschaffenheit (Glaukonit!) gebunden ist.

LEPSIUS schon (1878, S. 41) fand diesen Horizont "im Trudental, bei Trient, am ganzen Mendelabhang, in Judikarien und in den Lombardischen Alpen . . . in seltener Konstanz und gleicher Lagerung".

MOJSISOVICS (1879, S. 42) bedauert, daß die "Grenze gegen den Bellerophonkalk keine scharfe ist, sondern "der Übergang vollzieht sich durch Wechsellagerung, und mißlich ist es, daß Bellerophonkalk und Werfener Schichten heteropische Bildungen sind."

Die Beschreibung der Schichtabfolge bestätigt diese Tatsachen. Der zeitliche Übergang vom Perm zur Trias bildet sich in der faziellen Ausbildung insofern ab, als sich in nicht zu küstenferne, mergelig-tonige Seichtwasser-Ablagerungen kalkig-dolomitische Sedimente einschalten. In den Dolomitablagerungen erkennt man teilweise wieder die Fazies der Bellerophonschichten.

Die rote, sandig-glimmerige, dünnsschichtige Fazies der Campiller Schichten (KLEBELSBERG 1935) und deren Karbonatgehalt wird von den Bearbeitern dieses Schichtkomplexes als neuauftretendes Bauelement der unteren Trias hervorgehoben (MOJSISOVICS 1879, S. 42; LEPSIUS 1878, S. 41/42). Man darf aber nicht übersehen, daß schon im D_1 -Horizont der Bellerophonschichten diese Fazies (mit geringerem Glimmergehalt) ausgebildet ist.

Die palaeontologisch markante Zeitwende Perm/Trias erscheint somit nicht in der faziellen Ausbildung. Eine für den kartierenden Geologen in unserem Gebiet leichter erfaßbare, auf sedimentpetrographischer Grundlage festgelegte Grenze würde man in dem Einbruch des offenen Meeres in den Salinarbereich des Bellerophonschichtenkomplexes finden.

phon-Nebenmeers, der sich in der D_1 -Fazies so deutlich abbildet, erhalten.

Gegen das obere Drittel der Werfener Schichten hin setzt sich wieder die chemische Abscheidung in schwach salinarem Milieu durch. Berücksichtigt man die regionale Verteilung des Zellendolomits und des damit teilweise gleichzeitig auftretenden Gipses (z. B. in Proveis, s. KLEBELSBERG 1935, S. 317) im Hangenden der Campiller Schichten, so erkennt man die geringmächtigen Zellen-dolomite in unserem Gebiet als den äußersten Rand der ca 100 m mächtigen Zellendolomitregion, welche im Nordwesten, im Judikarischen Gebiet bei Tramin und Kaltem beginnt, sich nach Süden bis zum Gebiet von Recoaro und der Bergamasker Alpen verbreitert und von da nach Osten ins Val Sugana zieht (s. dazu auch MOJSISOVICS 1878; und de SITTER 1949).

II. GENETISCHE DEUTUNG DER LAGERSTÄTTE

Die Vererzung in den Bellerophonschichten ist in der Literatur unter dem Namen "Lagerstätte Monte Calisio" bekannt (SCHNEIDERHÖHN 1941). Die genetische Deutung wechselte mit den Autoren, die darüber schrieben, obwohl in einigen Arbeiten vielfach die primitivsten Beobachtungen über Paragenesen, erzmikroskopische Untersuchungen, Gefügemessungen und geotektonische Beobachtungen fehlen. MAUCHER (1956) stellte erstmalig eindeutig heraus, daß es im Gebiet von Trient drei Lagerstättentypen von vollkommen verschiedener Ausbildung, Genese und Paragenese gibt, von denen die schichtgebundenen Vererzungen in den karbonatischen Bellerophonschichten zwar den größten Raum einnehmen, aber geringprozentig vererzt und eine ausgesprochen monotone, mineralarme Paragenese aufweisen.

SCHNEIDERHÖHN (1941) beschrieb das Gebiet auf Grund der Schilderung THORNQUISTs (1931) und stufte die Vererzung als apomagmatische, meso- bis epithermale Blei-Zinkkörper vom Typus Bleiberg/Kreuth ein. Die vererzten Gänge im kristallinen Osten des Reviers werden als Zubringerspalten aufgefaßt. Die Angaben über den Erzbestand schließen sowohl die Minerale der Gangvererzung bei Nogaré und Palù (goldhaltiger Arsenkies) wie auch das hauptsächlichste, spezifische Hutmineral der Bellerophonvererzung am Doss le Grave (Baryt) ein. Neuerdings (1955) rückt SCHNEIDERHÖHN von dieser Auffassung insofern ab, daß er eine genetisch andere Deutung, als er sie für Bleiberg befürwortet, für wahrscheinlich hält.

TRENER (1908) und CANAVAL (1916) deuten die Erze als syngenetische Bildungen, deren Stoffzufuhr durch submarine Exhalationen zur Permzeit erfolgte. Diese Autoren vertreten auch die Ansicht, daß es sich bei den Lagerstätten in den Bellerophonkalken und den Erzgängen im Kristallin um 2 verschiedene Genesen handelt.

Einige Verdrängungsbilder könnten als Hinweis auf metasomatische Entstehung der Lagerstätte gewertet werden. Jedoch kann man "metasomatische Gefüge" genetisch durchaus verschieden deuten (TAUPITZ 1953). Wie H.J. SCHNEIDER (1953, 1954) und TAUPITZ (1953, 1954) mehrfach betonten, können frühdiagenetische Lösungsumsetzungen ähnliche Erscheinungen in rein sedimentärem Gefüge hervorrufen.

Nur im SE-Feld, wo man tatsächlich mit gutem Willen diese wenigen Anzeichen "metasomatischer Gefüge" erkennen kann, ist auch der Gips an einzelnen Stellen weitgehendst aus dem Korngefüge herausgewandert und kommt nun nicht nur auf Klüften, sondern auch in schichtkonkordanten Linsen vor. Da in diesen Linsen geopetal der Bleiglanz auftritt, ist an einer gleichzeitigen Migration von Blei und Gips nicht zu zweifeln; es fragt sich, ob diese Migration im Sinne von SCHNEIDER und TAUPITZ (1953, 1954) frühdiagenetisch oder erst bei der Tektonik erfolgte. Daß einzelne bleiglanzführende Gipslinsen tektonisch zu Fiederspalten verformt sind, ist kein Beweis für Lösungsmobilisation bei der Tektonik. Dieser Effekt könnte auch nachträglich durch tektonische Überformung der Gipslinsen hervorgerufen worden sein.

Für eine synsedimentäre Vererzung sprechen folgende Punkte:

1. Die Erze, die nicht eindeutig an oxydativen und zementativen Vorgängen beteiligt sind, sind horizont- und faziesgebunden.
2. Sie zeigen stets eine Gelstruktur.
3. Die im Nebengestein feinverteilten Erzminerale zeichnen in rhythmischen Anreicherungen makroskopisch nicht sichtbare Schichtfugen nach. (Kreuzschichtung)
4. Bilder metasomatischer Verdrängung im Korngefüge können durch syn- und postdiagenetische Stoffwanderungen hydatogener Art erklärt werden.
5. Eine "Gangart" fehlt. Erzgebundene (Gel)-Quarzanreicherungen sind nur an einigen Stellen der Verwitterungszone vorhanden und stets auf die damit verbundenen deszendenden Stoffwanderungen zurückzuführen.

Ob die synsedimentäre Vererzung nach der Auffassung von TRENER (1908) und CANAVAL (1916) submarin-exhalativer Entstehung ist oder ob das Erz im salinaren stagnierenden Bereich in reduzierendem Milieu aus den aus der Umgebung in das Becken eingeschwemmten Schwermetallionen ausgefällt wurde, kann nicht entschieden werden, da typische Anzeichen fehlen. In jedem Fall waren die Bedingungen für die Ausfällung vorhanden: ein schwachsalinares Becken mit fraktionierter Sedimentation von Kalkspat, Dolomitspat und Gips im Sinne von RICHTER-BERNBURG (1953).

HEGEMANN & SYBEL (1955) und SCHROLL (1955) haben sich bemüht, durch spektralanalytische Untersuchungen von Spurenelementen im Bleiglanz der verschiedensten Lagerstätten der Ostalpen zu genetischen Deutungen zu gelangen.

HEGEMANN sieht eine geochemische Verwandtschaft zwischen den Bleiglanzen der Bellerophonzerze von Trient und der porphyrischen Gangvererzung (untersuchte Grube: Terlan, Südtirol) im Gegensatz zu den ganz anderen Paragenesen der Spurenelemente in den Bleiglanzen von Bleiberg.

Da durch die ersten geochemischen Untersuchungen im Labor von Frau Dr. Pruckner des Instituts für allgemeine und angewandte Geologie der Universität München kein Zinn und Wismut nachgewiesen wurde, bezweifelte A. MAUCHER (1956) diese geochemische Verwandtschaft zwischen Terlan und der untersuchten Grube Faedo.

Die neueren Untersuchungen auf Spurenelemente zeigten für den Bleiglanz der Grube Roncogno und Doss le Grave (s. auch Diplomarbeit H. H. SCHULTZE-WESTRUM 1957) doch einen dem Terlaner Bleiglanz annähernd äquivalenten Gehalt an Zinn und Wismut.

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet östlich der Etsch bei Trient, südlich der Fersina, westlich des Caldovazzosees, nördlich der Gitterlinie 51.00 wurde im Maßstab 1:25 000 neu kartiert.

In diesem Gebiet liegt die Schichtabfolge auf einer Unterlage von Quarzphyllit und dem Quarzporphyr genetisch zuzuordnenden Tuffen.

Das Sedimentpaket in diesem Gebiet gliedert sich folgendermaßen:

TERTIÄR	Eozän	Basaltischer Tuff u. Basalt
	Diskordanz	
KREIDE	Oberkreide (Scaglia)	Rote Kalke, Mergelkalke, Hornstein
JURA	Oberer Jura (Klimmeridge und Tithon)	Kalke, Mergelkalke, Dolomit
	Unterer Jura (mittl. bis ob. Lias)	Kalke, kongl. Breccie
	Diskordanz	
	Nor	Hauptdolomit
	Ladin	Schlerndolomit
	Anis	Mendeldolomit Konglomerat
TRIAS	Diskordanz?	
	Skyth (Werfener Schichten)	Vorwiegend tonige Campiller Schichten Gastropodenoolith Vorwiegend dolomitische Seiser Schichten
PERM	Obere Bellerophon- schichten	Erzdolomit und bunter Hangendschiefer
	Untere Bellerophon- schichten	Untere Schiefertona- teilung
	Grödener Sandstein	Feinsandiger Dolomit, Grober Sand- stein bis Arkosesandstein

KRISTALLINER SOCKEL UND TUFFE

Rasch wechselnde Sedimentation um die Perm-Trias-Wende gestalten die Schichtabfolge in unserem Bereich abweichend von derjenigen der östlich und westlich benachbarten Gebiete Judikarien und Dolomiten. Die Schichtabfolge vom Grödener Sandstein bis zum Anis in unserem "Trienter Übergangsgebiet" wurden ausführlich beschrieben, die faziellen Unterschiede zu den Nachbargebieten erörtert.

Im einzelnen wurde dazu festgestellt, daß die untere, sandige Abteilung des Grödener Sandsteins von Ausbildung und Mineralbestand des jeweiligen Untergrundes abhängt. Die obere, dolomitisch-sandige Abteilung zieht unbeeinflußt in recht konstanter Ausbildung über die Faziesgrenzen des Untergrundes hinweg.

In den Bellerophonschichten beginnt das Sediment schwach salinar zu werden. Der Höhepunkt der Salinität fällt mit der Abscheidung von Schwermetallsulfiden zusammen.

Nach der entspannenden Frischwasserzufuhr in den obersten Bellerophonschichten stellt sich schon hier die Fazies der Werfener Schichten ein: Rote Mergeltonen mit wechselndem Sand- und Gipsgehalt in Wechsellagerung mit gebankten, oolithischen Dolomiten.

Das Anis bringt dann - regional verschieden rasch - den Übergang zur Dolomit- und Kalksedimentation, die bis zur oberen Kreide vorherrscht.

Bei der tektonischen Bearbeitung ergab sich folgender Sachverhalt:

Die vorkommenden tektonischen Elemente im Osten (Dolomitgebiet), im Westen (Judikariengebiet) und im Süden (Schio-Vicenza-Gebiet) treten in unserem Arbeitsbereich gleichwertig in Erscheinung. Sie wirkten sich in unserem Gebiet mit Aufschiebungen in Ost-West- bzw. West-Ost-Richtung aus und mit Abschiebungen nach Norden. Die beiden Bewegungen erfolgten zeitlich nacheinander, die jüngere Abschiebungsbewegung scheint eozänen Alters zu sein.

Die lagerstättenkundliche Bearbeitung der Grube Roncogno ergab folgende Ergebnisse:

Die Bleivererzung der Grube Roncogno ist schichtgebunden an den unteren Bereich der oberen Bellerophonschichten, zum größten Teil ist sie hier jedoch durch deszendente (oxydativ-zementative) Vorgänge angereichert. Die Vererzung im unverwitterten Gebirge ist im Durchschnitt äußerst gering, obwohl starke Erzkonzentrationsschwankungen auftreten können.

Die Erzausbildung deutet auf synsedimentäre Entstehung der Lagerstätte mit nachträglichen paradiagenetischen und deszendenten Stoffverschiebungen.

LITERATURVERZEICHNIS

- ANDREATTA, C. : Sull Arsenopirite di Nogare (Trentino) -
Studi. Trent. d. Sc. Nat. , 9, S. 139-148, Trento 1928.
- Origine dei giacimenti nel permiano superiore del Trentino
e influenza del manganese sulla metallizzazione a galena
argentifera. - Mem. d. Ist. Geol. Univ. Padova, 16, 16 S. ,
Padova 1949.
- BERCUGI, G. : Le miniere del Trentino. - La Liberta, Trento Nr. 1520, 1923.
- BITTNER, A. : Zur Kenntnis der Bellerophonkalke Südtirols. -
Verh. R. -A. S. 50-51, Wien 1892.
- Über die geologischen Aufnahmen in Judikarien und Val Sab-
bia. - Jb. Geol. R. -A. , 31, S. 219 ff, Wien 1881.
- Revision der Lamellibranchiaten v. St. Cassian. -
Abh. d. K. K. Geol. R. -A. , 18, Wien 1895.
- BLANCHARD, R. u. BOSWELL, P.F. : Notes on the oxydation products derived
from chalcopyrite. - Econ. Geol. , 20, Nr. 7, S. 613-128, 1925.
- Limonite types derived from bornite and tetrahedrite. -
Econ. Geol. , 25, Nr. 67, S. 557-580, 1930.
- Additional limonite types of galena and sphalerite
derivation. - Econ. Geol. , 29, Nr. 7, S. 671-690, 1934.
- BOSWELL, P.F. u. BLANCHARD, R. : Oxydation products derived from
sphalerite and galena. - Econ. Geol. , 22, Nr. 5, S. 419-453,
1927.
- Cellularstructure in limonite. - Econ. Geol. , 24, Nr. 8,
S. 791-796, 1929.
- CANAVAL, R. : Das Vorkommen silberhaltiger Bleierze am Kalesberg
(Mte. Calisio) bei Trient. - Z. f. prakt. Geol. , 24,
S. 18-25, 29-38, 85-100 (1916), Berlin 1917.
- CASTELLI, G. : Le miniere delle terre redente. - Rass. min. It. , 56,
S. 60-62, n. 4. , Roma 1922.
- CHELODI, L. : Le miniere di Trento. - Boll. R. Provved. a. stud. d. Ven. Trid. ,
4, S. 25-30, 1927.
- CLARKE, J. D. u. MENAUL, P. L. : The role of colloidal migration in ore
deposits. - Econ. Geol. , 11, S. 37-41, 1916.

- DOELTER, C.: Bemerkungen über die Tuffbildungen in Südtirol. -N.Jb. Mineral., S. 569-574, 1873.
- GÜMBEL, C. W. v.: Geognostische Mitteilungen aus den Alpen. III Aus der Umgebung von Trient. - S.-B. Akad.wiss., München, math. - Phys.Kl., 6, S. 51-105, München 1876.
- HEGEMANN, Fr. & SYBEL, C.: Bestimmung der Spurenelemente im Bleiglanz. - Metall, 9, S. 91-96, Berlin 1955.
- HERITSCH, F.: Das Mittelmeer und die Krustenbewegung des Perm. - Wiss.Jb. d. Univ. Graz, S. 305-338, Graz 1940.
- HOCHENECC, H.: Deutsche Bergbautätigkeit im Fürstbistum Trient am Ausgang des Mittelalters. Dargestellt auf Grund des Verleihbuches der Bergrichter zu Trient (1489-1507). - Deutsch. Arch. Landes- u. Volksforsch., 1, H. 2, S. 437-456, Leipzig (Hirzel) 1937.
- ISSER, M. v.: Die Montanwerke und Schurfbaue Tirols der Vergangenheit und Gegenwart. - Berg- u. Hüttenm. Jb., 36, S. 226-324, Wien 1888.
- KELLNER, W.: Der Bergbau in Tirol. - Berg- u. Hütten. Ztg. (Kerl u. Wimmer), Nr. 31, S. 321-329, Leipzig 1884.
- KLEBELSBERG, R. v.: Südtiroler Dolomiten. - (Sammlg. geol. Führer, Bd. 33) Gebr. Bornträger, S. 362, Berlin 1928.
- Geologie von Tirol. - Gebr. Bornträger, S. 748, Berlin 1935.
- LEPSIUS, R.: Das westliche Südtirol, geologisch dargestellt. - 375 S., Berlin 1878.
- MAUCHER, A.: Erzmikroskopische Untersuchungen an Blei-Zink-Lagerstätten im Raume von Trento (Norditalien). - Mitt. Geol. Ges. Wien, 48, Wien 1955.
R. v. Klebelsberg-Festschr. Geol. Ges. Wien, S. 139-153, Wien 1956.
- MENAU, P. L.: - siehe CLARKE, J. D.
- MOJSISOVICS v. MOJSVAR, E.: Über die Südtiroler Quarzporphyrtafel. - Verh. R. - A. S. 58-59, Wien 1878.
- Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. - 552 S., Wien 1879.

- MONS ARGENTARIUS Le miniere argentifere di Trento. - Rovereto 1914.
- MÜNCH, W.: Erläuterungen zur geologischen Neuaufnahme des Gebietes um Faedo im Maßstab 1:10 000. - Unveröffentlichtes Gutachten, 11 S., München 1955.
- OGILVIE, M.: Contributions to the Geology of the Wengen and Cassian strata in Southern Tyrol. - Quarterly Journal of the Geol. Soc. of London, 49, 1893.
- PIAZ, G. dal: La carta geologica delle Tre Venezie. - Atti Società Italiana p. i. Progresso d. Scienze - Riunione XIX (Bolzano-Trento 1930), 1, S. 309-314, Rom 1931.
- PICHLER, A. v.: Beiträge zur Geognosie Tirols. - N. Jb., S. 926-936, Stuttgart 1875, und N. Jb., S. 283-284, Stuttgart 1882/2, und N. Jb., S. 172-174, Stuttgart 1880/1.
- PICHLER, H.: Geologische Untersuchungen am Südrand der Bozener Porphyryplatte nordöstlich von Trento (Oberitalien). - Unveröff. Diss. München 1957.
- POSEPNY, F.: Über den alten Bergbau von Trient in Tirol. - Arch. f. prakt. Geol., 1, S. 519-528, Wien 1880.
- RICHTER-BERNBURG, G.: Über salinare Sedimentation. - Zeitschr. d. dtsh. Geol. Ges. Bd. 105, 4. T. 1953, S. 593-645, Hannover 1955.
- RICHTHOFEN, F. v.: Über den Quarzporphyr von Südtirol. - Verh. Geol. R.-A., S. 7-8, Wien 1858.
- Geognostische Beschreibung der Umgebung von Predazzo, Sanct Cassian und der Seisser Alpe in Süd-Tyrol. - Gotha 1860.
- SANDER, Br.: Erläuterungen zur Geologischen Karte Meran - Brixen. - Ber. naturw. - med. Vereines Innsbruck 41. Jahrg., S. 1-111, Innsbruck 1929.
- SCHMIDT-THOME, P.: Die Geologie des Isargebietes im Gebiet des Reißbachstollens. - Geol. Bav. Nr. 4, S. 1-55, München 1950.

- SCHNEIDER, H. J.: Neue Ergebnisse zur Stoffkonzentration und Stoffwanderung in Blei-Zink-Lagerstätten der nördlichen Kalkalpen. - Fortschr. Min. 32, S. 26-30, 1953.
- Die sedimentäre Bildung von Flußspat im oberen Wettersteinkalk der nördlichen Kalkalpen. - Abh. Bayr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., N. F., 66, S. 1-37, 1954.
- Erläuterungen zu den Faziesprofilen der Querschläge der Grube Faedo. - Unveröffentl. Gutachten, 12 S., München 1955.
- Die Vererzung der südalpinen Bellerophonschichten. (Vortrag) Fortschr. Min. 34, 1, S. 28-31, Stuttgart 1956.
- SCHNEIDERHÖHN, H.: Die Oxydations- und Zementationszone der sulfidischen Erzlagerstätten. - Fortschr. Min., Krist. u. Petr., 9, S. 67-160, Jena 1924.
- SCHNEIDERHÖHN, H.: Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. - 858 S. I. Jena. 1941.
- Erzlagerstätten. - Fischer-Verlag, 375 S., Stuttgart (3. Auflage) 1955.
- SCHULTZE-WESTRUM, H. H.: Geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen im Bereich der "Calisio-Hochfläche" nordöstlich Trento-Norditalien unter besonderer Berücksichtigung der Lagerstätte "Doss le Grave". - 112 S., München 1958. Unveröffentl. Diplomarbeit.
- SCHROLL, E.: Über das Vorkommen einiger Spurenmetalle in Blei-Zink-Erzen der ostalpinen Metallprovinz. - Tschermaks Mitt., 3. F., 5, S. 183-208, Wien 1955.
- SENGER, J. v.: Beiträge zur Geschichte des Bergbaus in Tirol. - Sammler f. Gesch., Stat. etc. v. Tirol, 1, S. 97-150, Innsbruck 1906.
- SMIRNOW, S.: Zona okoslenija sulfidnuch mestorozsdenji. - Akad. Nau. USSR, Moskwa 1951. (Russ.)
In Deutsch:
Die Oxydationszone sulfidischer Lagerstätten. - Akad. Verlag, 278 S., Berlin 1954.
- SPERGES, J.: Tirolische Bergwerksgeschichte. - S. 336, Wien (Trattner) 1765.

- SRBIK, R. v.: Überblick des Bergbaues von Tirol und Voralberg in Vergangenheit und Gegenwart. - Berichte d. naturw. Vereines Innsbruck, 41, S. 113-279, Innsbruck 1929.
- STOLZ, O.: Die Anfänge des Bergbaues u. Bergrechtes in Tirol. - Z. f. Rechtsgesch., Germ. Abt., 48, S. 207-263, Weimar 1928.
- STOTTER, M.: Bericht in der am 16. Mai 1845 abgehaltenen 7. Gen.-Vers. d. Ver. z. geogn.-mont. Durchforschung des Landes Tirol und Voralbergs, über alte Gruben b. Trient und Meano. - Wagner, S. 9-11, Innsbruck 1845.
- SUESS, E.: Über die Äquivalente des Rotliegenden in den Südalpen. - S. - B. d. Akad. Wiss. Wien, math.-phys. Kl., S. 235-276, und 763-807, Wien 1868.
- Das Antlitz der Erde. - Wien 1885.
- SYBEL, C.: Siehe HEGEMANN, Fr.
- TARAMELLI, T.: Di alcuni problemi geologici riguardanti il Trentino. - Rendiconti d. R. Istituto Lombardo di Sc. e Lettere, 49, S. 2, f. 13, S. 435-446, Milano 1916.
- Geologia della Prov. Venete. - Mem. Acad. Lyncei 1882, 13.
- TAUPITZ, K. Cj.: Die verschiedene Deutbarkeit von "metasomatischen Gefügen" auf "telethermalen" Blei-Zink-Lagerstätten. - Fortschr. Min 32, 30 (1953).
- Erze sedimentärer Entstehung auf alpinen Lagerstätten des Typus "Bleiberg". - Erzmetall 52, Heft 8, (1954).
- TELLER, R.: Über Aufnahmen im Gebiet zw. Etsch und Eisack. - Verh. geol. R. - A., S. 91-98, Wien 1880.
- THORNQUIST, A.: Die Vererzungsphasen der jungen ostalpinen Erzlagerstätten. S. - B. Akad. Wiss., Wien, math. - nat. Kl., I, (140), S. 219-229. Wien 1931.
- TRENER, G. B.: Die Barytvorkommen v. Mte. Calisio b. Trient u. Darzo in Judikarien u. die Genesis des Schwerspats. - Jb. geol. R. A. Wien, 58, 1908, S. 387-468, Wien 1909.
- Le antiche miniere di Trento (storia e geologia). - Ann. d. SAT., 20, 1896-1898, Trento 1899.

- TRENER, G.B.: Notizie sulle antiche miniere di Trento. - Tridentinum, Riv. di Stud. Sc., (9 S), Trento 1901.
- Le miniere argentifere di Trento. - Roma 1907, Min. It., an 1. u. 2., S. 59-65, u. 3., S. 99-104, u. 8., S. 296-298. . Abdruck aus: MONS ARGENTARIUS, 41 S., ROVERETO (Grandi) 1914.
- Le miniere della Venezia Tridentina. - La Venezia Tridentina, u. 8 di Rivieta Gerachia, S. 658-662, Milano 1927.
- Progetto di struttamento delle miniere argentifere di Trento. Als Ms. gedruckt.
- Bibliografia mineraria delle Venezia Tridentina Gleno. - (Arch. p. l'Alto Adige) 18 S., Trient 1928.
- Note illustrative della carta geologica delle Tre Venezie, Foglio Trento. - Padova (Ufficio idrografice) 1933, 84 S.
- Über die Gliederung der Quarzporphyrtafel im Lagorai-Gebirge. - Verh.Geol. R.-A., S. 390-394, Wien 1904.
- TRÖGER, W.E.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. - Verh. dtsch. Min. Ges., Berlin 1935.
- WENGER, M.: Ein Beitrag z. Statistik u. Geschichte des Bergbaubetriebes in den österr. Alpenländern im 16. Jahrh. Montanist. Rundschau, 23, S. 225-232; 239-246; 247-250, Wien 1931.
- WIDDER, H.v.: Geologische Beobachtungen in der Umgebung von Trient. (Schreiben aus Trient v. 21.11.1808). - Molls Ephemeriden, 5, S. 338-339, 1809.
- WITTENBURG, P.v.: Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols. - Geol. u. pal. Abh., N.F., 8, H. 5, 44 S. Jena 1908.
- WOLFF, F.v.: Vorstudien zu einer geologisch-petrographischen Untersuchung des Quarzporphyrs d. Umgeb. v. Bozen. - S.-B. Akad. Wiss., 44, S. 1044-1050, Berlin 1902.
- Bericht über die Ergebnisse der petr.-geol. Unters. des Quarzporphyrs d. Umgeb. v. Bozen. - S.-B. Akad. Wiss. 50, S. 1043-1055, Berlin 1905.
- Beiträge z. Petr. u. Geologie des "Bozener Quarzporphyrs". Gliederung u. petr. Beschaffenheit des Quarzporphyrsystems der Umgeb. v. Bozen. - N.Jb. Mineral., 27, Bbd. S. 72-156, 1909.

- WOLFSTRIGL-WOLFSKRON, M.R. v.: Beitrag z. Geschichte der Baue des Berg-
gerichts a. d. Etsch. - Österr. Z. f. Berg- u. Hüttenwesen 49,
S. 91-94; 107-111; 121-123, 1901.
- Beitrag z. Geschichte des Tiroler Erzbergbaues. - Z. Ferd. 3,
F. 41, S. 49-110, H. 1897; Z. Ferd., 42, S. 297-336, H.
1898; Z. Ferd., 43, S. 125-177, H. 1899.
- Die Tiroler Erzbergbaue 1301 - 1665. - 473 S., Innsbruck
(Wagner) 1903.

LEBENS LAUF

Ich, Wolf Münch, wurde am 6. Januar 1930 als ältester Sohn des Kaufmanns Heinrich Münch und seiner Ehefrau Wanda, geb. Allgeier, in Gelsenkirchen-Buer geboren.

Nach dem Besuch der Volksschule trat ich dort am 1. 4. 1940 in die Oberrealschule ein. Durch Kriegereignisse gezwungen, übersiedelte im Januar 1945 die Familie nach Balingen/Württ.

Im Februar 1946 nahm ich dort den bei Kriegsende unterbrochenen Schulbesuch wieder auf, den ich am 1. Mai 1950 mit dem Abitur abschloß.

Danach studierte ich in München Geologie mit den dazugehörigen naturwissenschaftlichen Nebenfächern, und ich unterzog mich 1953 der Diplomgeologen-Vorprüfung, 1955 der Diplomgeologen-Hauptprüfung.

Am 1. November 1954 heiratete ich meine Frau Helga, geb. Schiedt.

Nach der Diplomprüfung arbeitete ich im Institut für allgemeine und angewandte Geologie der Universität München als Schüler von Prof. Maucher an meiner Dissertation.

25. Mai 1958

